TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. MACHATSCHKI UND H. LEITMEIER
WIEN WIEN

DRITTE FOLGE
BAND II
MIT 128 TEXTABBILDUNGEN

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1951

Min. petr Mitt

Inhaltsverzeichnis.

1. Heft.

(Ausgegeben im November 1950.)

Seite

Zemann, J. Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone 1

Cornelius, H. P. Bemerkungen zur Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes 24

Heritsch, H. Über morphologisch erkennbare Rechts-Linksverzwilligung an ostalpinen Quarzkristallen 27

Zirkl, E. J. Beitrag zur Mineralogie Österreichs 38

Koark, H. J. Über die Herkunft des Bors an dem Kontakte eines ultrabasischen Tiefengesteines 44

Ladurner, J. Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten 47

Heritsch, H. Über die Herstellung porträtgetreuer Kristallbilder aus der stereographischen Projektion 67

Tertsch, H. Bemerkungen zum Problem der Pyramidendruckhärte (Vickers-Methode) 83

Dolar-Mantuani, L. Ein Beitrag zur Charakteristik der Porphyrgesteine von Sv. Antun bei Lepoglava (Kroatien) 93

Literatur: Neue Bücher 105

Nachrichten 114

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft . . . 115

2. Heft.

(Ausgegeben im Mai 1951.)

Leitmeier, H. Hans Peter Cornelius 153

Hauser, A. Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen . 157

Zemann, J. Formel und Kristallstruktur des Schafarzikits 166

Paulitsch, P. Über die Kristallform der bei der Oxydation von Dinaphthoperylen entstehenden Abbausäure ($C_{36}H_{20}O_6$) 176

Paulitsch, P. Zweiachsige Kalzite und Gefügeregelung 180

Karl, F. Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol) . . 198

Literatur: Neue Bücher 247

Nachrichten 255

3. Heft.

(Ausgegeben im Juni 1951.)

Seite

Scheminzky, F. und **W. Grabherr.** Über Uran anreichernde Warzen- und Knöpfchensinter an österreichischen Thermen, insbesondere in Gastein . 257

Rüling, J. und **F. Scheminzky.** Die Alphastrahlung der Gasteiner Warzen- und Knöpfchensinter 283

Hayek, E. und **H. Wierer.** Über den Arsengehalt von Stollenwässern in der Umgebung Badgasteins 290

Haberlandt, H. und **A. Schiener.** Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern) 292

Exner, Ch. Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein 355

Siegl, W. Erzmikroskopische Studie des Glaserzes vom Radhausberg bei Gastein 375

Paulitsch, P. Zur Häufigkeit der Pyritformen 388

Literatur: Neue Bücher 393

4. Heft.

(Ausgegeben im Dezember 1951.)

Hamilton, G. und **W. Furtwängler.** Synthese von Nontronit 397

Hedlik, A. und **J. Zemann.** Über einen mit Serpentin vergesellschafteten Biotitschiefer aus dem niederösterreichischen Moldanubikum 407

Zemann, J. Formel und Kristallstruktur des Trippkeits 417

Brandenstein, M. und **H. Heritsch.** Statistische Untersuchung über die Verteilung von Rechts- und Linksquarzen und Quarzzwillingen an einigen österreichischen Fundpunkten 424

Heritsch, H. Die Bestimmung der Quarzverzwilligungen mit Hilfe von optischen Eigenschaften und Laueaufnahmen 432

Literatur: Neue Bücher 444

Nachrichten 450

Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft . . 453

Namenverzeichnis.

(B) = Buchbesprechung, (M) = Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.

Bachofen-Echt, A., 105 (B)
Barth, T. F. W., 393 (B)
Bateman, A. M., 444 (B)
Berger, W., 136 (M)
Brandenberger, E., 105 (B)
Brandenstein, M., 424
Burghardt, L., 146 (M)
Burri, C., 106 (B)

Cornelius, H. P., 24, 153
Correns, W., 247 (B)

Dolar-Mantuani, L., 93
Drescher-Kaden, F. K., 248 (B)

Exner, Chr., 129 (M), 355

Feigl, F., 108 (B), 109 (B)
Friedländer, C., 445 (B)
Furtwängler, W., 397

Grabherr, W., 257

Haberlandt, H., 292
Hamilton, G., 397
Hartshorne, N. H., 393 (B)
Hauser, A., 157
Hayek, E., 290
Hedlik, A., 407
Heritsch, H., 27, 67, 424, 432
Hermann, F., 109 (B)
Hey, M. H., 249 (B)

Ito Tei-Ichi 445 (B)

Karl, F., 198
Kieslinger, A., 110 (B)
Kleber, W., 446 (B)
Knopf, E. B., 396 (B)
Koark, H. J., 44
Köhler, A., 110 (B)
Kontrus, K., 132 (M), 142 (M)
Kukuk, P., 446 (B)

Ladurner, J., 47
Leitmeier, H., 115 (M), 140 (M), 153, 249 (B)
Leverenz, H. W., 111 (B)

Machatschki, F., 450

Niggli, P., 106 (B), 112 (B)
Nowacki, W., 447 (B)

Oehlinger, S., 394 (B)

Paulitsch, P., 176, 180, 388
Petraschek, W., 395 (B)
Petraschek, W. E., 395 (B)
Przibram, K., 124 (M)

Raaz, F., 395 (B)
Rankama, K., 250 (B)
Reihlen, H., 251 (B)
Rüling, J., 283

Sahama, Th. G., 250 (B)
Sander, B., 251 (B), 396 (B)
Schaffer, F. X., 447 (B)
Scheminzky, F., 257, 283
Schiener, A., 143 (M), 292, 453 (M)
Schneiderhöhn, H., 112 (B)
Schroeder, R., 396 (B)
Schroll, E., 135 (M)
Schüller, A., 253 (B)
Schumann, H., 253 (B)
Siegl, W., 375
Stuart, A., 393 (B)

Tertsch, H., 83, 113 (B), 395 (B)

Wierer, H., 290
Winchell, A. N., 449 (B)
Winchell, H., 449 (B)
Winkler, H. G. F., 254 (B)

Zemann, J., 1, 166, 407, 417
Zirkl, E. J., 38, 122 (M)

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone.

Von

J. Zemann.

Mit 7 Textabbildungen.

(Eingelangt am 14. Oktober 1949.)

In den phyllitischen Gesteinen der nordalpinen Grauwackenzone finden sich an deren Ostende, im Semmeringgebiet, Einlagerungen von sehr sauren Alkaligneisen. Aus der Umgebung von Gloggnitz sind sie unter dem Namen „Forellenstein" schon lange bekannt und dieses Vorkommen wurde — zusammen mit dem im Schachergraben südöstlich Payerbach — von *H. Keyserling* (1) in seiner Arbeit „Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis" eingehend petrographisch bearbeitet.

Auf die ältere Literatur über die Riebeckitgneise brauche ich nicht einzugehen, da sie in der oben angeführten Arbeit, die ich im folgenden stets nur mit dem Hinweis *Keyserling* zitiere, besprochen ist. Seit dieser klassischen Arbeit, die nun fast 50 Jahre zurückliegt, ist über die Petrographie dieser einmaligen und sehr interessanten kristallinen Schiefer kaum etwas publiziert worden. 1914 veröffentlichte *A. Schierl* (2) Analysen von Riebeckit aus dem „Forellenstein"; sie sind aber durch die verläßlichere von *W. Kunitz* (3) überholt — auf diese wird später zurückzukommen sein. 1911 beschrieb *A. Sigmund* (4) kleine Vererzungen im „Forellenstein" aus dem Bruch am Haidenkogel bei Gloggnitz.

In der Geologie des hier in Frage kommenden Gebietes sind seit der Zeit *Keyserlings* bedeutende Fortschritte erzielt worden. Vor allem sind wohl die Kartierungsarbeiten von *H. Mohr* (5) und *H. P. Cornelius* (6) zu nennen. Für die Einordnung der Grauwackenzone in den gesamtalpinen Bauplan sind die Arbeiten *L. Kobers* (z. B. 7, 8) über die Entstehung der Ostalpen wichtig. Indessen ist die nordalpine Grauwackenzone und damit auch der hier interessierende östlichste Teil noch immer reich an ungelösten und schwer angreifbaren Detailproblemen — vgl. *H. P. Cornelius* (9).

Sowohl *H. Mohr* als auch *H. P. Cornelius* beschäftigen sich, wenn auch nur kurz, mit den Riebeckitgneisen. Jener betont besonders das

„porphyroide" Verhältnis von Riebeckiteinsprenglingen zur feinkörnigen Grundmasse und will diese Struktureigentümlichkeit auch in der Namensgebung berücksichtigt wissen; diesem fällt vor allem das Verdienst zu, unsere Kenntnis von der Verbreitung der Gesteine nach Westen hin stark erweitert zu haben — sie sind heute von etwa einem Dutzend Fundpunkten zwischen Gloggnitz und dem Mitterbachgraben (Raxental) auf einer Ost—West-Erstreckung von ungefähr 20 km bekannt.

Die Riebeckitgneise liegen nur in der „oberen Schichtreihe" der Grauwackenzone [1], und zwar in der „Silbersbergserie": Diese besteht vorwiegend aus feinkörnigen Schiefern (Phylliten) mit manchmal mächtigen Konglomeratlagen (z. B. am Silbersberg nördlich Gloggnitz) und Grünschiefern, Abkömmlingen von basischen Eruptivgesteinen und deren Tuffen. *Cornelius* (op. cit.) konnte nun die Riebeckitgneise als recht konstante Begleiter der Silbersbergserie in unserem Gebiet finden und bezeichnet sie als „geradezu Leitgesteine" für diese. Neben der Silbersbergserie gehören zur oberen Schichtreihe die Porphyroide — metamorphe Quarzporphyre oder -keratophyre — und (silurische?) Quarzite, Schiefer und Lydite. Stratigraphisch ist keines dieser Gesteine sicher zu postieren — Versteinerungen fehlen bis jetzt völlig; jedenfalls sind sie aber älter als mesozoisch. Im großen streicht die Silbersbergserie wie die ganze Grauwackenzone in unserem Gebiet O—W und fällt unter die nördlichen Kalkalpen. In der „unteren Schichtreihe", die südlich der oberen Schichtreihe liegt und unter diese einfällt, kommen durch Fossilreste belegte Karbonschiefer vor. In den „Tattermannschiefern" dieses Schichtpaketes, die den „Silbersbergschiefern" weitgehend entsprechen, sind Riebeckitgneise unbekannt. Auch von anderen Lokalitäten der Alpen sind meines Wissens keine analogen Gesteine bekannt geworden.

Bezüglich der geologischen Lagerung ist also festzuhalten, daß die Riebeckitgneise nur in den „Silbersbergschiefern" der nordalpinen Grauwackenzone als Einlagerungen auftreten. Auf den geologischen Karten von *H. Mohr* und *H. P. Cornelius* (op. cit.) sind sie stets so eingetragen. Ob dies tatsächlich *immer* der Fall ist, läßt sich bei den schlechten Aufschlüssen schwer feststellen — vielfach liegen die Vorkommen nahe dem Südrand des oberen Schichtpaketes, also nahe einer tektonischen Linie. Ein ursächlicher Zusammenhang dafür ist aber nicht vorhanden oder zur Zeit nicht erkennbar.

[1] In der geologischen Bezeichnungsweise schließe ich mich den „Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes" von *H. P. Cornelius* (6) an.

In Abb. 1 ist die Lage der einzelnen Vorkommen skizziert.

Das größte ist jenes bei Gloggnitz (Nr. 1). Es beginnt im Ort selbst mit einem steilen Felsen an der Abzweigung der Straße nach Payerbach von der Hauptstraße über den Semmering und zieht genau westlich über den Haidenkogel, an dessen NW-Abhang ein großer Bruch im Riebeckitgneis liegt, gegen den Hundsberg, wo es auskeilt. Zwischen Haidenkogel und Hundsberg schneidet ein kleiner Bach tief ein und bildet die „Wolfsschlucht". Die O—W-Erstreckung

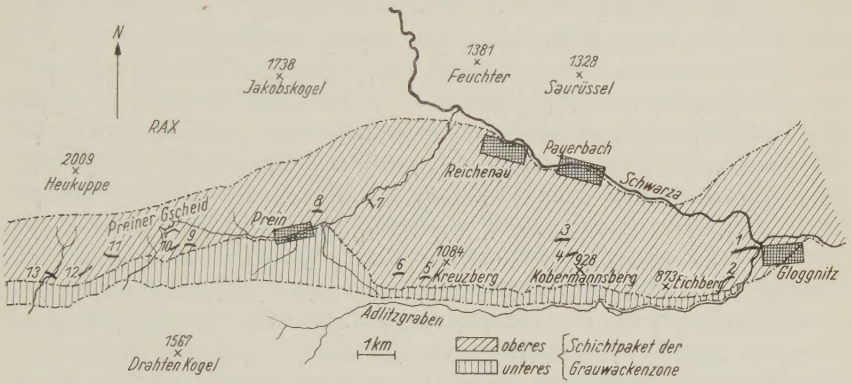


Abb. 1. Skizze zum Vorkommen der Riebeckitgneise am Ostende der nordalpinen Grauwackenzone. (Die Ziffern beziehen sich auf die Beschreibung im Text.)

dieses Vorkommens beträgt etwa 1 km; in Richtung N—S mißt es kaum 100 m. Ein kleines Lager befindet sich oberhalb des dritten Tunnels der Semmeringbahn (Nr. 2), in der Karte von *Mohr* (3) ist es nicht ausgeschieden, aber im Text ist es erwähnt. Größere Vorkommen liegen südlich von Payerbach im Schachergraben, einem Seitengraben des Payerbachgrabens (Nr. 3); in seinem obersten Teil spaltet sich der Schachergraben, die Riebeckitgneise befinden sich vor allem im orographisch linken Teilgraben. *H. Mohr* (op. cit. S. 134) schreibt, daß die Vorkommen im Schachergraben „etwas dubioser Natur" seien, „weil sie sich nicht auf anstehenden Fels, sondern nur auf Lesesteine stützen". Jetzt gibt es dort zwei kleine künstliche Aufschlüsse, im Wald findet man auch zwei Felsen von Riebeckitgneis: im oberen Schachergraben ist unser Gestein also sicher anstehend vorhanden. Das Bachbett hat dort ferner ein rötliches, rauhes, dem freien Auge strukturlos erscheinendes Gestein angeschnitten, das sich im Dünnschliff als Mylonit eines den Riebeckitgneisen nahestehenden Gesteines erweist (dunkler Gemengteil ist aber bloß Magnetit!); auf dieses komme ich später zurück. Ein kleines Vorkommen von Riebeckitgneis liegt an der Straße von Payerbach zum „Kochhof" nahe dem „Annahof" (Nr. 4). Alle diese

Lokalitäten zeigen recht ähnliche Gesteinsvarietäten wie das Gloggnitzer Vorkommen. Ein kleiner, aber sehr interessanter Aufschluß befindet sich an der Straße zwischen Orthof und Breitenstein, und zwar nahe bei Orthof (Nr. 6), der Riebeckitgneis ist hier zum Teil verhältnismäßig wenig geschiefert, eine Gesteinsausbildung, die *Keyserling* offenbar noch nicht kannte und die für die Physiographie und Genesis der Gesteine von Bedeutung ist; neben diesen massigeren Partien findet sich dort aber auch, und zwar knapp daneben, der normale geschieferte Typ. Etwas weiter im Osten findet man gewöhnlichen Riebeckitgneis in einer kleinen Grube beim Kreuz NO des „Pollerosbauern" (Nr. 5). Zwei weitere kleine Vorkommen liegen nach der Raxkarte von *Cornelius* im Preiner Tal: Jenes NW Prein (Nr. 8) besteht aus normalem Gestein, das andere (Nr. 7) konnte ich nicht auffinden. Ferner scheidet *Cornelius* auch am Sitzbühel nahe dem Preiner Gscheid Riebeckitgneis aus (Nr. 9, Nr. 10). Schließlich findet sich unser Gestein noch an den Hängen nördlich des Raxengrabens, und zwar am Sonnleitnerhang (Nr. 11), am Brandlberg (Nr. 12) und im Mitterbachgraben nördlich des „Peterbauern" (Nr. 13); dieses ist das westlichste Vorkommen, welches bekannt geworden ist. Die Vorkommen Nr. 12 und Nr. 13 zeigen den gewöhnlichen Riebeckitgneis — Nr. 11 ein etwas grobkörnigeres, recht helles Gestein; dieses interessante Vorkommen besteht leider, so viel ich sehen konnte, nur aus einer sehr reichen Hangüberschüttung — Herr Dr. *H. P. Cornelius* teilte mir mündlich mit, daß auch ihm dort kein anstehendes Material bekannt sei. Von den angeführten Fundpunkten kenne ich Nr. 1—6, 8 und 11—13 von eigenen, meist mehrmaligen Besuchen. Es ist nicht zu erwarten, daß von den anderen Vorkommen wesentlich mehr über die Gesteine zu erfahren ist.

Nicht rezente Gerölle von Riebeckitgneis, die offenbar von den oben angeführten Örtlichkeiten stammen, findet man z. B. oberhalb Pitten am Weg zum „Grafenkreuz". Es sind, wie ich bei einem Besuch sehen konnte, recht stark abgerollte Stücke vom gewöhnlichen Aussehen; das Vorkommen war schon *J. Cžjžek* (10) bekannt.

Wie alle Gesteine der Grauwackenzone, so sind auch die Riebeckitgneise schlecht aufgeschlossen. Sie sind zwar dort, wo sie nicht zerklüftet sind, sehr fest und bilden öfter kleine Felsen; die Großform der Landschaft können sie aber nicht beeinflussen, dazu sind ihre Lager viel zu schwach (ihre Mächtigkeit beträgt einige wenige bis höchstens 100 Meter) — zudem ist das Gestein meist stark zerbrochen, wodurch es natürlich viel an Festigkeit einbüßt. Durch den großen Bruch am Haidenkogel ist das Vorkommen von Gloggnitz gut aufgeschlossen worden. Auch hier ist das Gestein sehr

stark tektonisch beansprucht; in den äußeren Partien ist es so mürbe, daß es sogar abgegraben werden kann. Der Steinbruchbetrieb hat in den tieferen Teilen des Bruches aber auch festeres Material angebrochen. Zur Zeit der Abfassung dieser Arbeit wurde allerdings seit Jahren nicht mehr gesprengt und nur das von den steilen Wänden reichlich abstürzende Material verwendet, so daß frisch bloßgelegtes Gestein nicht zu sehen war. Es wird hier ein sehr guter, wenig staubender Schotter gewonnen, der in der Umgebung beim Straßenbau Verwendung findet. So brüchig nämlich das Gestein im großen ist — die einzelnen Stücke sind sehr hart und nur schwer weiter zerteilbar. In etwas größerem Ausmaß wurde nur noch der Riebeckitgneis bei Orthof gebrochen, sonst findet man nur sehr kleine Gruben, die dem ganz lokalen Bedarf dienen und in denen nur völlig zertrümmertes Material abgegraben wird. Die Böden auf den Riebeckitgneisen sind recht schlecht, was besonders dort auffällt, wo sie nicht von Phylliten überschüttet sind, nämlich auf der Kuppe des Haidenkogels bei Gloggnitz. Meist trägt das Gestein Wald.

Die Kontakte mit dem Nebengestein, den Phylliten der Silbersbergserie, sind nirgends gut aufgeschlossen; wo ich sie sehen konnte — man ist auf die Wasserrisse angewiesen — scheinen sie tektonisch zu sein. *Keyserling* sprach sich für tektonischen Kontakt aus.

Streichen und Fallen sind zumindest im zentralen Teil des großen Bruches analog der Silbersbergserie — steiles Einfallen nach Norden. Nach *Keyserling* lassen sich Diskordanzen zwischen Riebeckitgneis und Silbersbergserie beobachten, und zwar fällt jener steiler (40^0—50^0) als der Phyllit (25^0—27^0); eine solche Beobachtung an einer einzigen Stelle sagt allerdings sehr wenig, wie auch *Keyserling* schon betont hat. *H. Mohr* (5, S. 133) beschreibt konkordantes Überlagern von Spuren phyllitischer Schiefer von einem kleinen Felsen in der Wolfsschlucht. Ähnliches konnte auch ich beobachten; es sind papierdünne, schwarze, glänzende Beläge auf Schieferungsflächen — treten sie an der Oberfläche eines Felsblockes auf, so scheinen sie spurenhafte Reste einer Phyllitumhüllung zu sein. Ob es sich bei der Beobachtung *Mohrs* tatsächlich um die gleiche Erscheinung gehandelt hat, kann ich natürlich nicht entscheiden. An anderen Stellen als im großen Bruch sind Streichen und Fallen nicht gut feststellbar. Die starke, in vielen Richtungen laufende Klüftung ist ein starkes Hindernis; die Kluftflächen sind nämlich allenthalben mit einer Limonithaut überzogen, so daß man nicht die Schieferungsebene festlegen kann. Wo einzelne Felsen im Wald anstehen, wie z. B. am orographisch linken Hang der Wolfsschlucht, aber auch im Schachergraben und am Brandlberg, ist es immer fraglich, ob diese Härtlinge — es handelt sich um wenig zer-

klüftete Partien, welche die Festigkeit des „gesunden" Gesteins zeigen — in der Orientierung mit der Hauptmasse übereinstimmen oder ob sie abgerollt sind. Petrographisch ist vor allem interessant, wie die Gesteinsgemengteile eingeregelt sind; makroskopisch kommt hiebei nur die Hornblende in Frage. Im Kern des großen Bruches kann man sehen, daß hier die c-Achsen der Riebeckite („Einsprenglinge" nicht berücksichtigt!) im Streichen liegen. So verlockend bei der oft sehr starken Auswalzung eine gefügekundliche Studie gewesen wäre, wegen der extremen Feinkörnigkeit gerade dieser Varietäten mußte davon Abstand genommen werden; diese ist schon bei der üblichen mikroskopischen Untersuchung unangenehm genug.

Von Apophysen in die umliegenden Schiefer konnte ich nirgends etwas sehen.

Der „Forellenstein", wie das Gestein in der Gloggnitzer Gegend allgemein genannt wird, bietet meist den Anblick eines stark ausgewalzten Gesteines: Die Hauptmasse ist weiß oder doch licht und darin befinden sich tiefdunkelblaue Wolken oder Schnüre von feinnadeligem Riebeckit, oft wolkig angeordnetem, aber auch regellos verteiltem Ägirin in grünen Pünktchen und rote Flecken von feinverteiltem Hämatit. Die hellen Partien sind mit freiem Auge oder mit der Lupe nie auflösbar. Im Dünnschliff sieht man ein feinverzahntes Gemenge von Quarz und frischem Feldspat. Es sind Albit und Kalifeldspat vorhanden, wie die Analyse lehrt; die mikroskopische Unterscheidung der Feldspäte ist jedoch recht schwierig, einesteils wegen des oft extrem feinen Korns, zum anderen wegen des häufigen Fehlens von Verzwillingungen. Das mikroskopische Bild weist eindeutig auf ein sehr saures Alkaligestein. Hauptgemengteile sind: Quarz, Albit und Kalifeldspat, in viel geringeren Mengen Riebeckit und Ägirin; daneben finden sich Hämatit, Magnetit, Leukoxen und wohl auch etwas Rutil. Heller Glimmer tritt nur ganz untergeordnet auf.

Das Gestein ist meist sehr stark zerbrochen; das ist für die Schottergewinnung ein Vorteil, einer petrographischen Bearbeitung stellt dies viele Hindernisse entgegen. Die Herstellung einer frischen Bruchfläche ist bisweilen unmöglich, denn man erhält beim Anschlagen oft nur die Teilung nach den mit einer Limonithaut überzogenen Kluftflächen. Einschaltungen anderer Gesteine kommen kaum vor. Ob die „Zwischenschieferlagen" vom Felsen am Schloßberg bei Gloggnitz besonderen Aufschluß über die Genesis der Gesteine geben können, scheint mir in dem kleintektonisch noch wenig geklärten Gebiet zweifelhaft. Im Hauptbruch findet man ferner, daß manchmal ein ganz lockerer Glimmerschiefer den Riebeckitgneis gangartig und diskordant durchsetzt; er dürfte mit den

Quarzgängen im Zusammenhang stehen. Diese durchtrümmern das Gestein von armdicken Gängen bis zu ganz feinen; oft durchsetzen sie das Gestein regellos, in den stark ausgewalzten Partien liegen sie in der Schieferungsebene und verlaufen dann oft mikroskopisch fein. Die Grenze der Quarzadern gegen den Gneis ist scharf, nur die eben erwähnten lockeren Glimmerschiefer dürften mit ihnen verknüpft sein. In kleinen Hohlräumen in den Quarzgängen findet man bisweilen Quarzkristalle und kleine sechsseitige Hämatite. Neben dieser Quarzdurchtrümmerung gibt es auch kleine Hämatitgängchen; diese sind wohl maximal 1 cm mächtig. Im Bruch am Haidenkogel fand ich im Sommer 1948 auch einen Quarzgang mit dunklen etwa 2 mm großen scharf sechsseitigen Biotiten. *A. Sigmund* (4) beschrieb als Seltenheiten kleine, höchstens nußgroße Nester von Bleiglanz, Löllingit und Kupferkies mit deren Verwitterungsmineralien.

Bezüglich der Physiographie der Gemengteile kann auf die Arbeit *Keyserlings* verwiesen werden, die sich mit ihr ausführlichst beschäftigt. In dieser Hinsicht habe ich kaum etwas hinzuzufügen. Der damaligen Forschungsrichtung entsprechend war das Untersuchungsmaterial *Keyserlings* recht einförmig. Er hat offenbar den „mittleren Typ" gesucht und sich vorwiegend mit ihm beschäftigt. Sein Schliffmaterial stand mir durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. *H. Leitmeier* zur Verfügung. Neu wurden gegen 40 Schliffe untersucht. Mein Material zeigt eine weitaus größere Variationsbreite als das von *Keyserling*.

Bezüglich des Gloggnitzer Vorkommens möchte ich vor allem auf drei Eigentümlichkeiten hinweisen, die nach meiner Ansicht *Keyserling* zu wenig betont hat:

1. Die stärkst ausgewalzten Partien des Gesteins sind wie mit dem Lineal gezeichnet. Dieser Eindruck wird durch die scharfe Einregelung der Riebeckitnädelchen hervorgerufen, aber auch der Hämatit ordnet sich in sehr dünnen roten Lagen an. Der Ägirin hingegen ist auch in diesen Varietäten nur wolkig angeordnet, allerdings sind die „Ägirinwolken" hier sehr in die Länge gezogen; die Einregelung der einzelnen Kriställchen (höchstens einige Zehntelmillimeter lang und ein Zehntelmillimeter dick) ist nie so scharf wie bei den Riebeckitnädelchen. Von größeren Riebeckiten („Einsprenglingen") ist diese Varietät fast völlig frei; wenn sie auftreten sind sie sehr klein, kaum einige Zehntelmillimeter groß. Die Grundmasse aus Quarz und Feldspat ist äußerst fein; ganz selten finden sich etwas größere, undulös auslöschende Feldspäte (Größenordnung der Ägirine). Die Feldspäte zeigen keine Sericitisierung. Heller Glimmer in dünnen Fetzen ist sehr selten. Das Gestein bietet das

Bild extremer Auswalzung ohne starke Neukristallisation. Abb. 2 zeigt ein angeschliffenes Stück von einem abgerollten Block vom

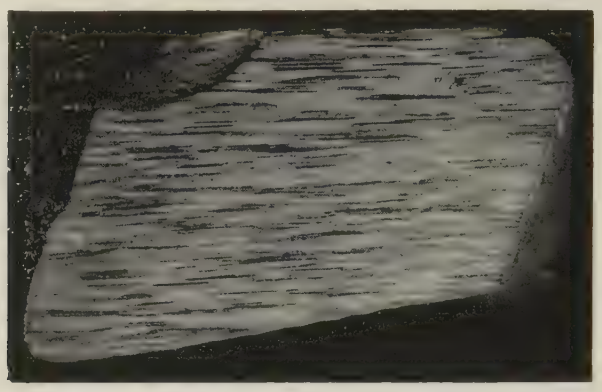
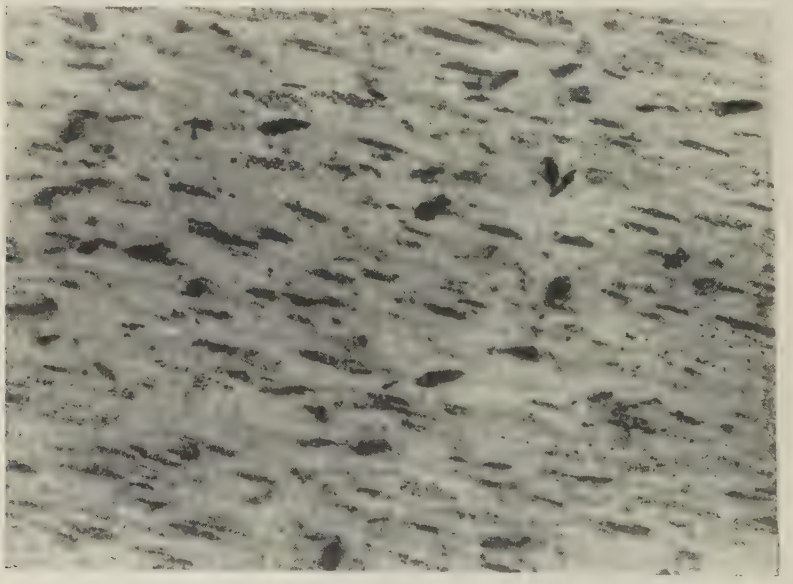


Abb. 2. Extrem stark ausgewalzter Riebeckitgneis vom Haidenkogel bei Gloggnitz. Anschliff 1:0,75 linear verkleinert. Die scharfen schwarzen Striche sind die Riebeckit- und Hämatitlagen, der Ägirin bildet langgezogene »Wolken«.

SW-Abhang des Haidenkogels (Analysenmaterial I). Die scharfen schwarzen Linien sind die Riebeckit- und Hämatitlagen, die „Wolken" sind von Ägirinkriställchen gebildet.



Abbb. 3. Riebeckitgneis mit Einsprenglingen aus dem großen Bruch bei Gloggnitz. Anschliff 1:1,50 linear vergrößert.

2. Vielfach finden sich im Gestein Einsprenglinge von Riebeckit; diese sind von den sonstigen Riebeckitnädelchen durch ihre Größe

deutlich verschieden – sie erreichen bis zu 1 cm, meist sind sie gegen $^1/_2$ cm lang und 2—3 mm breit —, aber auch dadurch, daß sie nicht — oder doch viel schlechter als die anderen Riebeckite — eingeregelt sind („Querriebeckite", s. Abb. 3). Manchmal zeigen sie deutliche Zerbrechungserscheinungen, besonders dann, wenn die c-Achsen nahe der Faserung liegen. Es handelt sich bei den großen Riebeckiten also nicht um späte Bildungen (Einwanderungen), sondern um Porphyroklasten; kristallographische Be-

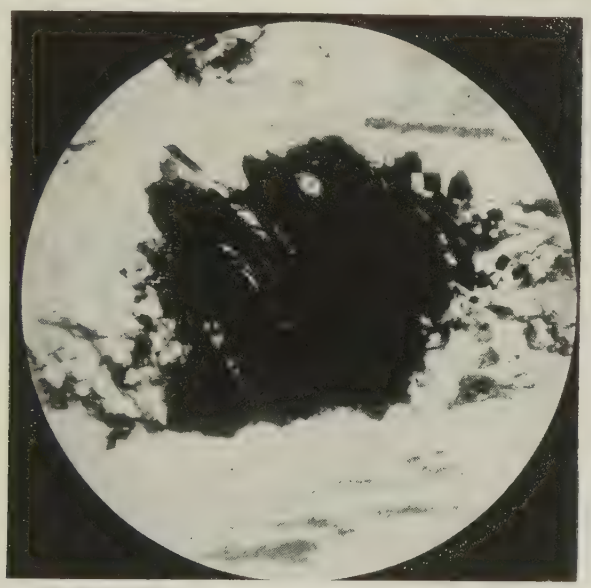


Abb. 4. Riebeckitgneis vom Schachergraben. Dünnschliff, 1:40 linear vergrößert, gewöhnliches Licht. Der große Riebeckiteinsprengling zeigt deutlich Zerbrechungserscheinungen.

grenzung zeigen sie nur, wo eine Spaltfläche als Begrenzung auftritt (s. Abb. 4). Es ist sehr auffällig, daß *Keyserling* diese Erscheinung nicht hervorhebt. Bei ihm heißt es (S. 120): „Was die Größe der einzelnen Individuen betrifft, so variiert sie von Bruchteilen eines Millimeters bis fast einem Zentimeter. Letzteres ist jedoch nur sehr selten der Fall, und was im Handstück als großer Flecken erscheint, ist immer Aggregat." Ich kann mir diese Stelle nicht recht erklären; waren ihm die großen Riebeckite bekannt — und er schreibt ja, daß sie fast 1 cm groß würden —, so ist es unverständlich, warum er ihr einsprenglingsartiges Verhältnis zur „Grundmasse" nicht erwähnt. In dem mir vorliegenden Schliffmaterial *Keyserlings* befinden sich keine Gesteinstypen mit diesen Riebeckitporphyroklasten. *H. Mohr* kannte diese Erscheinung und hat sie auch betont.

Um den Sachverhalt völlig klarzustellen wiederhole ich: Es gibt Varietäten der Riebeckitgneise mit einsprenglingsartigen großen Riebeckiten. In den stärkst ausgewalzten Partien fehlen diese; hier ist die Hornblende scharf lagenartig oder doch wolkig; was makroskopisch als dunkelblauer Fleck erscheint, erweist sich unter dem Mikroskop als Aggregat von sehr kleinen Hornblendefetzen — die Größe der einzelnen Riebeckitnädelchen ist von der Größenordnung der anderen Gemengteile. Wo „Einsprenglinge" von Riebeckit auf-

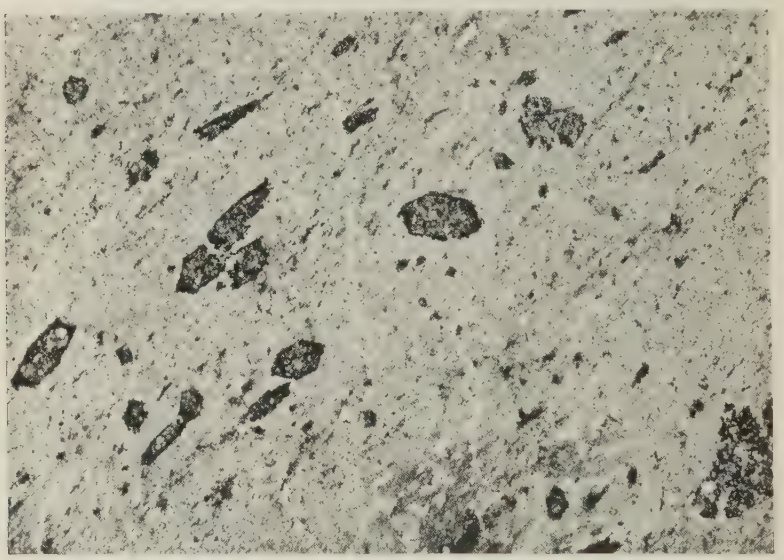


Abb. 5. Pseudomorphosen von Magnetit + hellen Gemengteilen nach vermutlich Riebeckit vom Gloggnitzer Vorkommen. Dünnschliff, 1:18 linear vergrößert, gewöhnliches Licht. Das Gestein stammt nahe vom Kontakt mit dem Phyllit der Silbersbergserie.

treten, sind sie stets schlechter eingeregelt als die feinen Nädelchen und zeigen manchmal deutliche Zerbrechungserscheinungen. Ihr mikroskopisches Studium stößt dadurch praktisch auf eine Schwierigkeit, daß sie beim Schleifen meist herausbrechen. In der Optik der beiden „Riebeckitgenerationen" ist kaum ein Unterschied, obwohl er im ersten Augenblick sehr bedeutend zu sein scheint. Das beruht darauf, daß die Riebeckite der Grundmasse meist nicht die Schliffdicke erreichen und deshalb hellere Farben als die Einsprenglinge zeigen. Es gibt aber auch Varietäten der Riebeckitgneise, die frei von großen Riebeckiten sind, obwohl ihr Auswalzungsgrad nicht so extrem groß wie bei den wie liniert erscheinenden Abarten ist; sie sind sogar sehr verbreitet, so auch im ausgedehnten Vorkommen bei Gloggnitz.

3. Es gibt im Verband mit den Riebeckitgneisen Gesteine, nach meinen Beobachtungen besonders randlich, was auch mit den Beobachtungen von *H. P. Cornelius* übereinstimmt, die weder Riebeckit noch Ägirin, aber an deren Stelle Magnetitanhäufungen enthalten, die zum Teil früher existierende Gesteinsgemengteile nachzeichnen (s. Abb. 5). Was diese Gemengteile waren, kann ich nicht unmittelbar beweisen, da mir Schliffe, die den Übergang eindeutig zeigen, fehlen. In den normalen Riebeckitgneisen zeigen sich Magnetitausscheidungen oft am Rande der Hornblenden, aber auch des Ägirins, so daß man wohl annehmen kann, daß die eben erwähnten Bildungen von Magnetit und hellen Gemengteilen Pseudomorphosen nach Riebeckit und Ägirin darstellen. Die hellen Gemengteile dieser Gesteine sind nach Bestand und Struktur dieselben wie in den Riebeckitgneisen. Es erscheint mir wichtig zu betonen, daß Glimmer auch diesen Varietäten fremd ist. Eine Analyse wäre von Interesse gewesen; leider fand ich kein geeignetes Material, und zwar nicht deshalb, weil das Gestein verwittert gewesen wäre (die Feldspäte sind auch hier frisch), sondern weil ich es nur in den stark zerklüfteten Randpartien fand und die Sprünge alle mit limonitischem Material belegt sind. Dieses Gestein, das sicher eng zu den Riebeckitgneisen gehört, steht z. B. im Bach durch die Wolfsschlucht nahe dem nördlichen Kontakt mit den Silbersbergschiefern an. Der Mylonit, den ich auf Seite 3 erwähnt habe, leitet sich von einem ähnlichen Gestein ab. Das makroskopisch einheitlich hellrot erscheinende Material zeigt im Dünnschliff (ohne gekreuzte Nikols!) deutlich, daß es aus einzelnen Gesteinsbröckchen besteht; deren Größe erreicht maximal etwa 1 cm, nach unten geht die Korngröße kontinuierlich in die des Zementes über, einem feinen Zerreibsel des Gesteines. Die Struktur der hellen Gemengteile in den einzelnen Bröckchen erinnert an das Gestein vom Sonnleitnerhang im Raxental (Vorkommen Nr. 11, siehe unten), aber hier fehlen Riebeckit und Ägirin, an ihrer Stelle findet man nur Magnetit.

Die Linierung der ausgewalzten Riebeckitgneise ist ganz überwiegend eben. Verbiegungen kommen indessen bis Zentimetergröße vor. Eine deutliche Verfaltung im Dezimetermaßstab ist im Aufschluß am Hundskogel (im linken Teil) zu sehen; die Faltenachse fällt ungefähr 45° N, leider sagt diese einzige Einmessung kaum etwas. Das Gestein wurde später zwar völlig zerbrochen, aber die einzelnen Teile wurden nicht verschoben, so daß man die Falte noch sehr gut erkennen kann.

Sehr interessante Gesteinsvarietäten der Riebeckitgneise finden sich im Aufschluß bei Orthof und in der Gehängeüberschüttung des Sonnleitnerhanges nördlich Raxen — ein analoges Lesestück fand

ich auch einmal im Schachergraben. Es sind verhältnismäßig dunkle (Orthof) oder auch hellere (Sonnleitnerhang) Gesteine, die makroskopisch fast massig aussehen und aus deren Grundmasse Einsprenglinge von Riebeckit, die aber *nicht* kristallographisch begrenzt sind, hervortreten. Der massige Charakter ist besonders an manchen Stücken vom Aufschluß bei Orthof ausgeprägt.

Auch im Dünnschliff zeigen diese Gesteine deutlich ihre Sonderstellung. Sie enthalten zwar dieselben Gemengteile wie die geschieferten Riebeckitgneise, auch die Größe der Einsprenglinge ist ungefähr die gleiche. Die Optik der Einsprenglingsriebeckite ist von der der anderen Varietäten nicht oder kaum verschieden (α und β beide fast gleich tief dunkelblau, beinahe opak, γ bräunlichgelb; die Auslöschungsschiefe gegen die c-Achse ist praktisch 0; die Hornblendespaltbarkeit ist stets deutlich). Neben diesen Einsprenglingen kommt der Riebeckit auch in der Grundmasse vor und ist hier mehr fetzig ausgebildet; die feinen Nädelchen der anderen Varietäten fehlen weitgehend. Der Ägirin findet sich auch hier nur in der Grundmasse und unterscheidet sich kaum von dem der anderen Typen. Er zeigt aber hier eine kräftigere, klare Färbung (α lebhaft saftgrün, β grün, γ gelbgrün; die Auslöschungsschiefe n_α—c beträgt zirka 5^0). Zwillinge nach (100) kommen vor, sind aber wegen des kleinen Auslöschungswinkels nur in Schnitten recht genau parallel (010) zu beobachten. Die Ägirine zeigen das Einheitsprisma (110), aber nicht mit scharfen Kanten; die Köpfe sind schlecht ausgebildet. Die Größe beträgt einige Zehntelmillimeter und ist keinen besonderen Schwankungen unterworfen. Sehr häufig sind die Ägirine im Innern von hellen Gemengteilen durchsetzt. *Keyserling* hat sich eingehend mit der Zonarstruktur der Ägirine beschäftigt; sie ist manchmal recht auffällig, wobei sich um einen lebhaft grünen Kern eine viel blassere Hülle schließt. In den massigeren Partien der Riebeckitgneise ist dieser Zonarbau nicht sehr deutlich. Magnetit findet sich in gut ausgebildeten kleinen Oktaedern. Etwas Hämatit und Leukoxen sind vorhanden, wahrscheinlich auch etwas Rutil. Glimmer fehlt völlig.

Die Sonderstellung dieser Gesteine ist vor allem bei den hellen Gemengteilen ausgeprägt. Im „massigen Gestein" von Orthof findet sich der Quarz wie in den anderen Varietäten nur in einem feinen Grundgewebe zusammen mit Feldspat. Darin schwimmen aber größere Individuen (bis etwa 0.3 mm) von klarem Albit (s. Abb. 6). Er zeigt nie kristallographische Ausbildung, sondern ist unregelmäßig mit der Grundmasse verzahnt. Häufig sind die Körner nach dem Albitgesetz verzwillingt, doch meist nur mit einfacher Verzwillingung. Der maximale Auslöschungswinkel in Schnitten der symmetrischen Zone steigt kräftig über 15^0, es liegt also reiner Albit

vor. Größere Kalifeldspate (auch höchstens einige Zehntelmillimeter) sind selten. Sie zeigen nie ein klares Bild, sondern Verdrängung durch Albit; manchmal ist ihr Aussehen perthitähnlich.

In den Gesteinen vom Sonnleitnerhang, die mit denen vom Orthof eine gewisse Ähnlichkeit zeigen, treten die Albite in der Grundmasse weniger hervor; diese ist hier im ganzen gröber, ihre Gemengteile haben alle ungefähr dieselbe Größe. Der Albit neigt hier im Gegensatz zur „massigen Varietät" von Orthof sehr zu unverzahnter,

Abb. 6. Massiger Riebeckitgneis von Orthof. Dünnschliff, 1:90 linear vergrößert, Nikols gekreuzt. Größerer, einfach verzwillingter Albit, wie er für diese Varietät charakteristisch ist.

rundlicher Begrenzung. Die einzelnen Quarz- und Albitkörnchen sind hier oft deutlich gestreckt. Starke Auswalzung ohne Umkristallisation fehlt diesen Gesteinen.

Keyserling kannte diese Varietäten der Riebeckitgneise, die sich vom normalen „Forellenstein" schon makroskopisch deutlich unterscheiden, noch nicht. Die Vorkommen sind leider sehr beschränkt. Die massigeren Partien nehmen nur einen kleinen Teil des Aufschlusses bei Orthof ein. Das Gestein vom Sonnleitnerhang bei Raxen ist bis jetzt anstehend überhaupt nicht bekannt.

Unsere Kenntnis vom Chemismus der Riebeckitgneise ist dürftig. Es existieren bis jetzt nur zwei Analysen; jene von *Keyserling*, die einen „mittleren Typ" wiedergibt, und eine unvollständige von

A. Schierl (2). Die Ausführung neuer Analysen schien deshalb wünschenswert. Zur Analyse wurden die zwei im Auswalzungsgrad verschiedensten Varietäten gewählt. Das Material für Analyse I lieferte ein Block von extrem stark ausgewalztem Riebeckitgneis vom SW-Abhang des Haidenkogels — das Gestein ist sicher nicht weither transportiert. Analyse II gibt die Zusammensetzung von „massigem" Riebeckitgneis aus dem Aufschluß bei Orthof wieder.

Bei der Auswahl des Analysenmaterials wurde auf Frische, Kluftfreiheit und Freiheit von Quarzadern Wert gelegt. Der Mineralbestand beider Proben ist der übliche der Riebeckitgneise; Analysenmaterial I enthält etwas hellen Glimmer. Auf die verläßliche Bestimmung der Alkalien wurde besonderer Wert gelegt; die angegebenen Alkaliwerte sind das Mittel mehrerer gut übereinstimmender Analysen.

In der folgenden Tabelle sind die Analysenergebnisse in Gewichtsprozenten wiedergegeben:

	Keyserling	Schierl	Zemann	
			I	II
SiO_2	75,9	76,40	76,03	76,60
TiO_2	Spur	—	0,10	0,09
Al_2O_3	11,89	9,39	11,74	10,75
Fe_2O_3	2,68	7,61[2]	2,44	2,42
FeO	1,59	—	0,65	1,10
MnO	Spur	Spur	0,04	0,03
MgO	0,42[1]	0,32	0,04	0,08
CaO	0,2	0,21	0,11	0,19
Na_2O	4,68	5,94[3]	4,74	4,68
K_2O	3,83	—	4,07	4,06
H_2O_{-110}	Spur	0,13	0,28[4]	0,27[4]
H_2O_{+110}			0,04	0,06
	101,19	100,00	100,28	100,33
	$\rho = 2,65$		$\rho = 2,63$	$\rho = 2,63$

[1] Die angegebene MgO-Menge wird im Text als vermutlich falsch, und zwar zu hoch angesehen (*Keyserling*, S. 147).

[2] FeO wurde nicht bestimmt.

[3] Differenz der übrigen Bestandteile auf 100%!

[4] Das Gesamtwasser wurde durch Glühen und Berücksichtigung des FeO-Gehaltes erhalten; H_2O_{110} ist der Trockenverlust bei 110° C.

Die Analyse von *Schierl* (2) kann wegen der mangelhaften Ausführung von der weiteren Diskussion ausgeschlossen werden.

Die üblichen Projektionswerte sind folgende:

	Keyserling	Zemann	
		I	II
si	418	454	463
alk	38,4	42,9	43,0
al	38,5	41,3	38,3
fm	21,9	14,8	17,5
c	1,2	1,0	1,2
k	0,35	0,36	0,36
ξ	76,9	84,2	81,3
η	39,7	42,3	39,4
ζ	39,6	44,1	44,2
an	0,013	—	—
ab	6,5	6,0	5,3
or	3,5	3,6	3,6
ak	—	0,4	1,1

Es fällt vor allem auf, daß die Analyse *Keyserlings* bei der Berechnung alk $<$ al (allerdings fast alk $=$ al) ergibt; es läge also ein Widerspruch zwischen optischem Befund und Analyse vor, denn

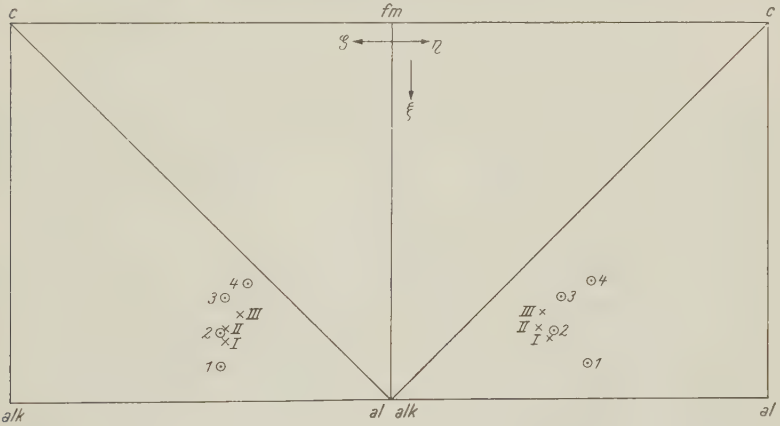


Abb. 7. Tetraederprojektion der Riebeckitgneisanalysen sowie einige Vergleichspunkte nach *Becke* (11).
I gewalzter Riebeckitgneis (Analyse I)
II massiger Riebeckitgneis (Analyse II)
III Riebeckitgneis nach *Keyserling*
1 Alaskitmittel
2 Alkaligranitmittel
3 Eläolithsyenitmittel
4 Granitmittel

nach dieser dürften Alkalihornblenden und -pyroxene nicht auftreten. Seine fehlerhafte Umrechnung auf Atomzahlen führt ihn allerdings auf den notwendigen Alkaliüberschuß. Ein Druckfehler bei der Wiedergabe seiner Analyse kommt nicht in Frage, da die Summe richtig gedruckt ist; zudem lautet die Analyse an zwei Stellen *(Key-*

serling S. 146 u. S. 151) gleich. Groß ist der Fehler aber keineswegs; die Alkalien sind etwas zu niedrig, Aluminium zu hoch.

Die Tetraederprojektion der Analysen ist in Abbildung 7 wiedergegeben.

Der Chemismus der Riebeckitgneise ist der eines sauren Alkaligranites; sehr gut entsprechen ihnen der Riebeckitgranit von Quincy, Mass. und Comendite (siehe die Wiedergabe der Analysen bei *Keyserling).*

Von den Mineralien der Riebeckitgneise ist bis jetzt nur der Riebeckit analysiert. *Kunitz* (3) fand für ihn folgende Werte:

	Gew.%
SiO_2	48,15
TiO_2	1,66
Al_2O_3	1,82
Fe_2O_3	16,42
FeO	21,46
MnO	0,53
MgO	0,77
CaO	0.39
Na_2O	6,32
K_2O	0,60
H_2O	2,02
	100,14
	$\rho = 3{,}378$

Als Fundort wird „Payersbachgraben" angegeben, ich glaube aber, die untersuchte Probe dürfte vom Gloggnitzer Vorkommen gestammt haben. Die Analyse entspricht recht genau der Formel

$$(OH)_2Na_2Fe^{III}_2Fe^{II}_3(Si_8O_{22}).$$

Von Analysenmaterial II habe ich auch eine optische Analyse ausgeführt. Eine scharfe Trennung von Quarz und den Feldspäten war in den fein verzahnten Partien nicht sicher möglich, ebensowenig die Trennung Albit-Kalifeldspat. Ich beschränkte mich deshalb auf die Unterscheidung von hellen Gemengteilen, Riebeckit, Ägirin und Akzessorien. Nachstehend das Ergebnis:

	Vol.%	
Quarz + Feldspäte	92,2	
Riebeckit	4,2	
Ägirin	2,7	
Akzessorien (Leukoxen, Magnetit, Hämatit, Rutil, Limonit)	0,9	(vermutlich etwas zu hoch)
	100.0	

Aus der chemischen Analyse berechnet man unter Annahme desselben Volumverhältnisses Riebeckit zu Ägirin:

	Vol.%	
Quarz	34,1	92,1
Plagioklas	32,8	
Kalifeldspat	25,2	
Riebeckit	4,7	
Ägirin	3,0	
Titanit	0,2	
	100,0	

Für Ägirin wurde die Formel $NaFeSi_2O_6$ und $\rho = 3{,}6$ verwendet, für Riebeckit $(OH)_2Na_2Fe^{III}_2Fe^{II}_3(Si_8O_{22})$ und $\rho = 3{,}38$. Alles nicht an Titan gebundene CaO wurde zum Plagioklas geschlagen; der oben angegebene Plagioklas enhält 2% Anorthit. Die Übereinstimmung zwischen Berechnung und Beobachtung ist gut. Allerdings wurde bei der Berechnung alles Eisen zur Bildung von Riebeckit und Ägirin verbraucht, so daß keine freien Eisenoxyde übrigblieben. Im Schliff ist etwas Magnetit eindeutig vorhanden. Es liegt hier also ein ganz kleiner Fehler vor.

Bei Analysenmaterial I mußte wegen der extremen Feinkörnigkeit von einer optischen Analyse Abstand genommen werden.

Das wichtigste Ergebnis meiner Analysen ist, daß stark ausgewalzter und „massiger" Riebeckitgneis praktisch die gleiche Zusammensetzung haben. Bei der Metamorphose (Auswalzung) ist der Alkaligehalt nicht geändert worden, ebensowenig das Verhältnis Kaliumoxyd zu Natriumoxyd. Aus der weitgehenden Übereinstimmung meiner Analysen sowohl untereinander als auch mit der von *Keyserling* darf aber nicht geschlossen werden, daß das Gestein tatsächlich chemisch völlig homogen sei; besonders in den Eisenwerten dürfte es Unterschiede geben. Im Gelände sieht man oft deutlich hellere und dunklere Partien abwechseln.

Bezüglich der Entstehung der Riebeckitgneise hat sich *Keyserling* klar und eindeutig für einen Orthogneis ausgesprochen. *H. Mohr* (op. cit. S. 134) und *H. P. Cornelius* (Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes, S. 10) schließen sich dem an. *Mohr* scheint allerdings die Bezeichnung „Gneis" nicht glücklich gewählt, „zumal sich ein höheres Alter des ‚Forellensteins' gegenüber den Silbersberg-‚grauwacken' gar nicht aufrechterhalten ließe". Er fährt fort: „Die Annahme von sicheren Neubildungen läßt sich übrigens nach der Ansicht des Autors (*Keyserling*) in keiner Hinsicht rechtfertigen. In Konsequenz dieser Erkenntnis und der gewiß magmatischen Entstehung des Gesteins, sollte das porphyroide Verhältnis von dunklen

Riebeckiteinsprenglingen zu lichter Grundmasse für die Bezeichnungsweise das einzig maßgebende sein (‚Riebeckitporphyr')". *Cornelius* (op. cit. S. 9) wählt den Namen *Riebeckitgneis*. Auch ich glaube, daß diese Bezeichnung die beste ist. Die Riebeckitgneise sind aber nicht vollkommen gleichmäßige Gesteine. Man hat manche Varietäten zu unterscheiden: porphyrische (mit Riebeckiteinsprenglingen), fast massige bis stark ausgewalzte in allen Übergängen, hellere und dunklere, Riebeckit- und Ägirin-reichere. Der Ausdruck „Gneis" ist petrographisch nach Mineralbestand und Struktur gerechtfertigt, zudem hat er den Vorteil, keine genetische Voraussetzung zu beinhalten.

Die Genesis der kristallinen Schiefer ist heute wie einst eines der interessantesten gesteinskundlichen Probleme.

Für *Keyserling* war die Entstehung der Riebeckitgneise, den damals herrschenden Ansichten und Argumentationsmethoden entsprechend, einfacher zu deuten, als wir es heute tun können. Er schloß etwa folgendermaßen: Der Chemismus des „Forellensteins" ist dem von Riebeckitgraniten und Comenditen praktisch gleich, ebenso entspricht der Mineralbestand gut manchen Riebeckitgraniten. Eindeutige Relikte sedimentärer Herkunft fehlen dem Gestein ebenso wie Reste von Tuffbildung. Der „Forellenstein" ist recht homogen (was auch meine Analysen zeigen!), wenn auch das Bild etwas wechselt. Die Annahme, daß der „Forellenstein" ein Metamorphoseprodukt eines sauren alkalischen Erstarrungsgesteines (Intrusivlager) ist, wird von *Keyserling* damit als genügend begründet angesehen.

In der Tat ist diese Beweisführung auch heute noch möglich. Doch man darf an einigen heiklen Punkten dieser Entstehungshypothese nicht stillschweigend vorübergehen. Auch *Keyserling* müssen diese zum Teil aufgefallen sein, wenn er auch daran nicht rührt.

Zunächst: Wieso treten diese Alkaligesteine so isoliert auf? In der Grauwackenzone liegt ja keine Alkaligesteinsprovinz! Dieser Einwand läßt sich verhältnismäßig leicht entkräften. Wir kennen von hier große Mengen von Grünschiefern und Porphyroiden, also metamorphen Diabasen usw. und Quarzporphyren (Quarzkeratophyren?), — es wäre also nicht ganz ausgeschlossen, daß zu diesen großen Körpern irgendwo ein kleiner alkalischer Nachschub stattfand.

Ferner: Solange die Riebeckitgneise nur von ganz wenigen Punkten bekannt waren, war eine magmatische Entstehung naheliegender als heute, wo wir sie von über einem Dutzend Stellen auf einer O—W-Erstreckung von 20 km kennen. Scherlinge eines ursprünglich einheitlichen Vorkommens können diese kleinen Lager aber

nicht leicht sein, da die O—W-Erstreckung senkrecht zur alpinen Hauptbewegung liegt!

Dann aber vor allem: Wie konnte das ursprüngliche Erstarrungsgestein so stark metamorphosiert werden, daß keine Spuren der alten Struktur mehr sichtbar sind? Comendite und Alkaligranitporphyre zeigen Quarz- oder doch zumindest Feldspateinsprenglinge. Wie konnten diese hier völlig verschwinden, während ganz in der Nachbarschaft liegende Porphyroide sie noch deutlich zeigen? Ein Alkaligranit kann aber ursprünglich kaum vorgelegen haben; denn die zahlreichen kleinen Vorkommen lassen oft nur Gänge von einigen Metern Mächtigkeit zu, in denen porphyrartige Erstarrung zu erwarten ist. (*Keyserling*, dem aus diesen Gründen ein Tiefengestein wahrscheinlicher vorkam, stützte sich auf das große Gloggnitzer Vorkommen; gerade die kleinen Vorkommen waren ihm noch unbekannt.) Man ist also vor zwei Möglichkeiten gestellt; entweder es lag ursprünglich ein Alkaliaplit vor (dabei entsteht aber sofort die Frage: woher?), oder die Riebeckitgneise stammen von einem Ergußgestein oder porphyrischem Ganggestein ab und sind wesentlich (wenigstens eine Orogenese) älter als die Quarzporphyre; dann könnten sie allenfalls noch mit den Grünschiefern in magmatischem Zusammenhang stehen, doch auch diese zeigen noch Reste ihrer Erstarrungsnatur (Augitrelikte), so daß damit nicht viel gewonnen ist.

Es bleibt aber zu bemerken, daß unsere Kenntnis von der Umkristallisation von Alkaligesteinen (Ortho-Alkalischiefer) noch recht beschränkt ist, so daß obige Zeilen nur ein Hinweis dafür sind, daß die Abstammung von einem Alkalierstarrungsgestein heute mit Schwierigkeiten zu kämpfen hat, aber nicht ein Beweis dafür, daß sie ausgeschlossen werden muß.

Immerhin kann aber nicht aufrecht gehalten werden, daß die Riebeckitgneise sicher Orthogneise sind, und andere Entstehungsmöglichkeiten sind in Betracht zu ziehen.

Ein Paraschiefer mit rein isochemischer Metamorphose kommt aus Gründen der Zusammensetzung zwar nicht in Frage, aber es ist zu prüfen, ob ein durch Alkalizufuhr (vor allem Natronzufuhr) verändertes Sediment vorliegen kann. Das ursprüngliche Gestein müßte ein Sandstein (eher noch eine Arkose) oder ein sehr magnesium- und calciumarmer Phyllit gewesen sein, der von Alkalisilikaten durchtränkt wurde.

Man kann zunächst an „Granitisation" denken. Leider ist dieses Wort noch immer nicht Ausdruck eines scharfen und einheitlich verwendeten Begriffes. „Granitisation" in dem Sinn, wie sie in tief versenkten Orogenen auftritt, kann hier nicht vorliegen; denn wir

haben es hier mit sehr kleinen Körpern in Phyllitumhüllung zu tun, zudem führt „Granitisation" zu normalgranodioritischen Gesteinen, die weder in den Riebeckitgneisen vorliegen, noch in deren Nachbarschaft durch Gneise vertreten werden. Eine so lokale und dabei ungewöhnlich intensive Alkali- (besonders Natron-) Zufuhr durch eine „Granitisationsfront" deuten zu wollen, geht wohl nicht an.

Für den Versuch, die Entstehung der Riebeckitgneise anders zu erklären, sind vor allem Arbeiten von *H. P. Cornelius* (12) und *J. Suzuki* (13, 14, 15) zu Rate zu ziehen. Beide beschreiben saure Alkalischiefer — und in beiden Fällen werden sie als Sediment gedeutet, das durch Natronzufuhr aus benachbarten basischen Erstarrungsgesteinen verändert wurde!

Cornelius (op. cit.) beschreibt aus der Malojaserie (paläozoische Sericitschiefer, Phyllite und Gneise) der rhätischen Decke (Oberengadin, Schweiz) Riebeckitgarbenschiefer als exogene Kontaktprodukte von Ophiolithen an Phyllit. Das Gestein besteht aus einer Grundmasse von Quarz, Albit, Riebeckit und Akzessorien (z. B. Graphit, etwas Glimmer usw.) in der Riebeckitporphyroblasten schwimmen. Kalifeldspat wird nicht angegeben; da *Cornelius* (12, S. 447) aber schreibt, daß in der innig verzahnten Grundmasse Quarz und Albit sehr schwer zu unterscheiden sind, ist etwas Kalifeldspat wohl leicht zu übersehen — wie bei unseren Riebeckitgneisen. Viel kann allerdings nicht vorhanden sein, denn die chemische Analyse zeigt 8,13% Na_2O und nur 0,28% K_2O. 1,71% MgO und 0,47% CaO bewirken, daß auch die Hornblende diese Oxyde führt und folglich gegen Glaukophan tendiert. Ägirin fehlt diesem Gestein völlig, etwas Biotit wird angegeben. Der geologische Verband ist nach *Cornelius* (op. cit.) folgender: Das Gestein ragt in Gestalt einiger Platten aus Wiesen auf, im Liegenden befinden sich dunkle Phyllite der Malojaserie, im vermutlichen Hangenden Serpentin. *Cornelius* nimmt für die Entstehung kontaktmetamorphe Stoffzufuhr aus dem Ophiolith an. Ein Gestein etwas anderer Zusammensetzung bildet an einer anderen Stelle seines Gebietes eine Bank im Serpentin; es ist gleichfalls ein Alkalihornblendeschiefer, der jedoch biotitreicher ist und dessen Alkalihornblenden einen Kern von Aktinolith enthalten. Sonst herrscht große Ähnlichkeit mit dem oben angeführten Riebeckitgarbenschiefer.

J. Suzuki (op. cit.) fand auf Hokkaido, der nördlichsten Hauptinsel Japans, extrem saure Alkaligneise. Ihre Variabilität ist recht bedeutend. Er kennt Riebeckit-Quarz-Schiefer, Ägirin-Glaukophan-Quarz-Schiefer usw., die zum Teil auch Albit führen. Glimmer wird nicht angegeben. Die Feldspatarmut dieser Gesteine spiegelt sich in den extrem niedrigen Al_2O_3-Werten wieder (herab bis zu 0,59%).

auch die K_2O-Werte sind sehr klein, höchstens einige Zehntel Prozent. *Suzuki* schreibt (13, S. 340): „It seems probable that the occurrence of the minerals in the special contact zone was effected by the soda-rich hydrothermal solution derived from the ultra-basic intrusive masses." Er führt ihre Bildung also auf die Kontaktwirkung ultrabasischer Erstarrungsgesteine zurück. Als verändertes Material werden kieselsäurereiche Sedimente angenommen.

Es ist nun zu erwägen, ob nicht auch die Riebeckitgneise der nördlichen Grauwackenzone aus Sedimenten durch Alkalizufuhr von basischen Eruptivgesteinen her entstanden sein können. Diese sind in der ganzen Silbersbergserie häufig und liegen heute als Grünschiefer vor. Unmittelbaren Kontakt zwischen Riebeckitgneisen und Grünschiefern sieht man aber allenfalls nur beim Vorkommen nahe des Pollerosbauern (Nr. 5). Leider sind die Aufschlüsse in der Grauwackenzone sehr schlecht, so daß meist von den Kontakten nichts zu sehen ist; zudem ist zu berücksichtigen, daß Durchbewegungen die ursprünglichen Verbandsverhältnisse zerrissen haben können. Nimmt man versuchsweise an, die Riebeckitgneise seien tatsächlich durch eine Alkali- (Natron-) Zufuhr, welche von basischen Eruptivgesteinen stammte, aus kieseligen Sedimenten entstanden, so ergeben sich kaum irgendwelche Schwierigkeiten. Die Riebeckitgneise sind dann gleich alt wie die Grünschiefer. Die Gesteine von Orthof und vom Sonnleitnerhang im Raxengraben stellen wenig ausgewalzte Relikte des alkalischen Gesteins dar, während sonst Durchbewegung stattfand. Zum Teil können in der heutigen Struktur Abbildungen alter feiner Schichtung vorliegen. Auswalzungen haben aber sicher stattgefunden, wie die Zerbrechungserscheinungen an Riebeckiten zeigen. Die Entstehung von Riebeckitporphyroblasten ist so leicht verständlich, ebenso das Auftreten der größeren, meist einfach verzwillingten Albite in den „massigen" Varietäten. Ein Wechsel in der Mineralführung ist bei einem ursprünglichen Sediment natürlich zu erwarten. Der einzige Punkt, der etwas zu denken gibt, ist der verhältnismäßig hohe Kaligehalt unserer Gesteine (vergleiche die niedrigen K_2O-Werte bei *Cornelius*'s Riebeckitgarbenschiefer und den Gesteinen *Suzukis!*) und der ausgeprägte Mangel an CaO und MgO. Eine bedeutendere Kalizufuhr wird man kaum annehmen dürfen, denn Kalifeldspataugen fehlen völlig. Es muß also das Sediment verhältnismäßig viel K_2O enthalten haben — man wird wohl am ehesten eine Arkose oder einen muskovitreichen Sandstein vermuten. Ob auch schwächer „alkalisierte" Gesteine vorkommen ist nicht sicher bekannt, da man im Einzelfall nur schwer entscheiden kann, ob weniger Na_2O zugeführt wurde, so daß es nur zur Albit- und nicht zur Riebeckit-

oder Ägirinbildung kam, oder ob später Alkalien an das Nebengestein abgegeben wurden. Zum Teil ist letzteres sicher anzunehmen (s. Abb. 5). Der genaue Mechanismus der Alkalizufuhr kann nur vermutet werden. Zum Teil mögen echte Kontaktbildungen vorliegen. Zum Teil können aber auch hydrothermale Vorgänge eine Rolle gespielt haben. *E. Wenk* (16) hat sich kürzlich mit den Phänomenen bei submarinen Ophiolithergüssen beschäftigt. Er meint, daß dabei natrium- und kieselsäurereiche Dämpfe ins Meer entweichen. Diese müssen aber auch auf Meeressedimente einwirken und eine Alkalizufuhr bewirken. Auf die Möglichkeit einer solchen Alkalizufuhr wird man vor allem durch das Gloggnitzer Vorkommen geführt, das für eine direkte Kontaktwirkung doch wohl zu groß ist.

So müssen wir heute in Betracht ziehen, daß in den Riebeckitgneisen eventuell durch Alkalizufuhr veränderte Sedimente vorliegen: für die Alkalizufuhr könnten wohl die heute als Grünschiefer vorliegenden basischen Eruptiva als Urheber angesehen werden. Streng beweisen läßt sich allerdings diese Ansicht nicht, die Möglichkeit eines Orthogneises muß noch immer in Betracht gezogen werden, wenn auch manche Schwierigkeiten dabei auftreten. Ob diese Entscheidung jemals scharf möglich sein wird, wage ich nicht zu prophezeien. Regen diese Zeilen aber an, daß das Problem der Riebeckitgneise nun mehr Interesse findet als bisher, so ist ihr Zweck erreicht: auf einen unserer interessantesten Gneise hinzuweisen und einen kleinen Beitrag zu seiner Erforschung zu leisten.

Die Neubearbeitung der Riebeckitgneise erfolgte auf Anregung von Herrn Prof. Dr. *F. Machatschki*. Ich bin ihm für viele wertvolle Hinweise sehr zu Dank verpflichtet, ebenso den Herren Prof. Dr. *H. Leitmeier*, Prof. Dr. *A. Köhler*, Dr. *H. P. Cornelius* und Prof. Dr. *H. Haberlandt*, der mich auch auf die Lage der Aufschlüsse im Schachergraben aufmerksam machte und mir einiges Material zur Verfügung stellte. Abb. 6 wurde im Institut für Angewandte Mineralogie an der Technischen Hochschule Wien (Vorstand: Supplent Dr. *G. Hamilton*) von Herrn Dr. *P. Wieden* aufgenommen, wofür ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte.

Zusammenfassung.

Die Riebeckitgneise des Semmeringgebietes stellen saure, oft stark geschieferte Alkaligneise dar. Einige Varietäten, die *Keyserling* noch nicht erwähnt hat, werden beschrieben; vor allem wird auf recht massige Abarten hingewiesen. Zwei neue Analysen werden mitgeteilt. Bezüglich der Entstehung wird die Möglichkeit einer Alkalidurchtränkung von Sedimenten im Zusammenhang mit dem Aufdringen basischer Magmen (Grünschiefer!) in Betracht gezogen.

Literatur.

1. *Keyserling*, Graf, *H.*, Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis. Min. u. P. Mitt., 22 (1903), 109. — 2. *Schierl, A.*, Ergebnisse von Analysen des Riebeckits im Forellenstein von Gloggnitz in Niederösterreich. Zb. f. Min. usw. Bd. 1914, 604. — 3. *Kunitz, W.*, Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. N. Jb. f. Min., Beilage-Bd. 60 (1930), 171. — 4. *Sigmund, A.*, Erzvorkommen im Riebeckitgranit (Forellenstein) von Gloggnitz (N.-Ö.) usw. Min. u. Petr. Mitt. 30 (1911), 479. — 5. *Mohr, H.*, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Ö.). Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 3 (1910), 104. — 6. *Cornelius, H. P.*, Geologische Karte des Raxgebietes (1932—1934), 1 : 25.000; mit Erläuterungen (1936). Herausgegeben von der Geol. Bundesanstalt Wien. — 7. *Kober, L.*, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 88 (1913), 345. — 8. *Kober, L.*, Der geologische Aufbau Österreichs. J. Springer, Wien, 1938; bes. S. 87 ff. — 9. *Cornelius, H. P.*, Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. Mitt. Reichsamt Bodenforschung, Zweigst. Wien, 2 (1941), 1. — 10. *Cžjžek, J.*, Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. Jb. Geol. Reichsanstalt, 5 (1854), 465. — 11. *Becke, F.*, Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. Min. u. Petr. Mitt., 37 (1927), 27; bes. S. 46. — 12. *Cornelius, H. P.*, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. Jb. f. Min., Beilage-Bd., 35 (1913), 374. — 13. *Suzuki, J.*, On Some Soda-Pyroxene and -Amphibole Bearing Quartz Schists From Hokkaido. Journ. Fac. Sc. Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, Vol. 2 (1934), 339. — 14. *Suzuki, J.*, Ägirine-augite Bearing Riebeckite Quartz Schists from Kamuikotan and Some Other Localities in Hokkaido, Japan. Proceed. of the Imp. Hokkaido Acad. 9 (1933), 617. — 15. *Suzuki, J.*, A note on soda-amphiboles in crystalline schists from Hokkaido. Journ. Fac. Sc. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4, Vol. 4 (1939), 507. — 16. *Wenk, E.*, Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrographisches Problem. Experientia 5 (1949), 226.

Nach Abschluß des Manuskriptes erschien folgende Arbeit, die aber das spezielle Problem der Riebeckitgneise nicht berührt:

Thurner, A., Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verh. Geol. Bundesanstalt, Bd. 1947, 83.

Bemerkungen zur Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes.

Von

Hans Peter Cornelius, Wien.

(Eingelangt am 10. Januar 1950.)

Leider ist mein eigenes, während der Aufnahmsarbeit im Semmeringgebiet gesammeltes Material den Bomben des 5. November 1944 in der Geologischen Bundesanstalt zum Opfer gefallen, bevor es verarbeitet werden konnte. Umsomehr möchte ich meiner Freude darüber Ausdruck geben, daß die Riebeckitgneise nun eine so gründliche und aufschlußreiche Untersuchung durch Herrn *J. Zemann* erfahren haben [1].

In Ergänzung seiner Beobachtungen möchte ich indessen noch auf *das Profil im Mitterbachgraben* (S der Heukuppe; das überhaupt westlichste Riebeckitvorkommen!) hinweisen [2]. Auf der Ostseite des genannten Grabens bei etwa 960 m, oberhalb des Peterbauern, sieht man anstehende Felsen von steil nordfallendem Riebeckitgneis, der nach N wie nach S unter allmähligem Schwinden des Riebeckitgehaltes in einen weißlichen, feinschieferigen aplitischen Gneis, ohne Riebeckit und ohne Glimmer, übergeht. Die nördliche Randzone ist etwa 4 m, die riebeckitführende Kernzone und die südliche Randzone je 6 bis 7 m mächtig. Kontakte gegenüber den umschließenden — bereits in nächster Nachbarschaft durch Lesesteine nachgewiesenen — Silbersberg-Phylliten sind leider nicht sichtbar.

Zemanns Hypothese, die Riebeckitgneise gingen auf Kontakt- bzw. Hydrothermalwirkungen von Seiten der Grüngesteine in der Silbersbergserie zurück, kommt mir sehr unwahrscheinlich vor. Denn mit Ausnahme des einen kleinen Vorkommens beim Pollerosbauern, *fehlen* überall die engen Nachbarschaftsbeziehungen, die für die Annahme einer kontaktmetamorphen Entstehung eigentlich notwendige Voraussetzung wären; und es wäre ganz und gar nicht einzusehen, wieso tektonische Bewegungen gerade *diesen* Zusammenhang mit solcher Konsequenz überall zerrissen haben sollten! Und das Zusammenvorkommen beider Gesteinsgruppen ist beschränkt

[1] *J. Zemann*, diese Mitteilungen. — *Herrn Zemann* danke ich bestens für freundlichst gestatteten Einblick in sein Manuskript.

[2] Vgl. meine geologische Karte des Raxgebietes; Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

auf die etwa 20 km lange Strecke von Gloggnitz bis zum Mitterbachgraben; bei diesem gehen die Riebeckitgneise zu Ende, während die Grüngesteine mit der Silbersbergserie noch viel weiter nach Westen reichen. Warum haben sie *dort* nirgends mehr Riebeckitgneis produziert, wenn sie dazu imstande waren?

Es gibt aber ein, Herrn *Zemann* unbekannt gebliebenes Vorkommen eines Gesteins, das vielleicht zu den Riebeckitgneisen in näherer Beziehung und dabei mit Serpentin in Kontakt steht: Nordwestlich von Pottschach. Allein die Schliffe, die ich von dort besessen habe, enthielten gerade *weder Riebeckit noch Ägirin*. Für die Erzeugung eines gemeinen Aplitgneises jedoch wird man die Kontaktwirkung eines basischen Magmas kaum in Anspruch nehmen wollen!

Beiläufig bemerkt bin ich auch bezüglich der Alkalihornblendeschiefer des Engadins abgerückt[1] von meiner Hypothese von 1912, auf die sich *Zemann* beruft, wonach sie Kontaktprodukte der Ophiolithe wären. Wenn sie auch zweifellos aus sedimentärem Ausgangsmaterial unter Na-Zufuhr hervorgegangen sind — aus Gründen der geologischen Zeitrechnung ist es schwierig, diese Zufuhr auf die Grüngesteine zu beziehen. Denn diese sind — in Graubünden wie in anderen Fällen — Ergüsse usw. der *Geosynklinalzeit*, die stellenweise bereits vor den tektonischen Großbewegungen der Abtragung anheimfielen; die Kristallisation der Alkalihornblenden aber hat *alle* tektonischen Bewegungen überdauert, ist also um geologische Perioden jünger. Nur *die* Möglichkeit mußte offen bleiben, daß zwar die Na-Zufuhr, *nicht* aber das heutige Gesteinsbild auf den Ophiolithkontakt zurückgeht.

So komme ich zwangsläufig wieder auf den *magmatischen Ursprung* unserer Riebeckitgneise zurück, was ja auch *Zemann* nicht ausschließen kann. Das eingangs beschriebene Profil im Mitterbachgraben mit seiner aplitischen Randzone scheint mir eine recht kräftige Stütze einer solchen Deutung. Die Vorstellung einer im Streichen angeordneten Reihe von kleineren Stöcken, vielleicht auch Gängen, die tektonischer Auswalzung ausgesetzt waren, scheint mir keine besondern Schwierigkeiten zu bieten; der Einwand, daß in solchem Fall die Erstarrung zu porphyrischer Struktur hätte führen müssen, ist gerade für ein Gestein von nahezu aplitischem Chemismus, das auch mehrfach in reinen Aplit übergeht, kaum zwingend.

Die *Metamorphose* des Gesteins wird man sich vorzustellen haben als scharfe Auswalzung eines primär schon feinkörnigen Gesteins mit überdauernder Kristallisation bei relativ tiefer Temperatur. Der primäre Mineralbestand wurde dabei nicht viel geändert; die geringfügige, zu beobachtende Kataklase mag einer späteren Phase angehören. Wegen der Bestandfähigkeit von Alkalihornblenden und Ägirin in der Epizone vgl. meine Ausführungen a. a. O.; diese Minerale sind wohl als Durchläufer zu betrachten! Aber auch die ver-

[1] Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 70/I, S. 115 f; Bern, 1935.

breitete Vorstellung, daß der K-Feldspat in solchem Fall verglimmern müßte, ist nicht stichhaltig, wie zahlreiche Beispiele chemisch vollkommen intakter K-Feldspate beweisen, in Gesteinen, in welchen die Plagioklase vollständig zerfallen sind [1]; Deformationsverglimmerung des K-Feldspates ist *nicht* die Regel, sondern eine *seltene* Ausnahme, deren Bedingungen noch keineswegs erforscht sind.

Daß das vereinzelte Auftreten eines Alkaligesteins zunächst überraschend ist, sei zugegeben. Aber das kommt auch sonst gelegentlich vor; ein naheliegendes Beispiel ist Predazzo. Ein geologischer Zusammenhang mit den Grüngesteinen und Porphyroiden der Grauwackenzone, als letzter SiO_2- und Alkali-reicher Nachschub ist jedenfalls nicht undenkbar; was ja auch *Zemann* zugibt.

Ganz unwahrscheinlich ist wohl eine geologische Verknüpfung mit den, zum Teil Na-reichen Diabasen der Werfener Schichten, an die schon gedacht worden ist [2]. Denn diese gehören als initiales Magma zum alpidischen Zyklus [3], wogegen der Riebeckitgneis — wie die ganze Grauwackenzone! — seine Metamorphose zweifellos schon variskisch erlitten hat. Man könnte sogar erwägen, ihn (samt den Porphyroiden) bereits einem *kaledonischen* Zyklus zuzuordnen: die Auswalzung der Silbersbergserie ist allgemein auffällig stärker als die aller jüngeren Glieder der Grauwackenzone; und auch in der Tektonik sind gewisse Andeutungen für die Wirksamkeit der vorsilurischen sardischen Phase vorhanden [4].

[1] Siehe *H. P. Cornelius,* Schweiz. min.-petr. Mitt. 15, S. 16—17; Zürich, 1935.

[2] *R. Schwinner* in: *F. X. Schaffer,* Geologie der Ostmark, S. 105 (Fußnote); Wien, 1943.

[3] *H. P. Cornelius,* Ber. Reichsamt Bodenforschg. 1941, S. 89; Wien, 1941.

[4] Näheres in einem bisher unveröffentlichten Manuskript des Verfassers über die Grauwackenzone.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Über morphologisch erkennbare Rechts-Links-verzwilligung an ostalpinen Quarzkristallen.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 16. Oktober 1949.)

Inhalt: Die sehr seltene Erscheinung, aus der Entwicklung von Kristallflächen auf Rechts-Linksverzwilligung an ostalpinen Quarzen schließen zu können, konnte an einem Beispiel von Soboth (Steiermark) festgestellt werden. Die Kristalle dieses Fundortes sind auch durch die Ausbildung von positiven und negativen Trapezoedern gekennzeichnet. Ein, in der Literatur (9) beschriebener morphologisch erkennbarer, Rechts-Linkszwilling von Quarz von der Pack (Steiermark) konnte als Dauphinéer-Zwilling neu gedeutet werden. Dieser Quarzkristall ist als Beispiel für morphologisch erkennbare Rechts-Linksverzwilligung zu streichen. Die relativ häufige Erscheinung, daß in einem wesentlich einheitlich drehenden Dauphinéerzwilling kleine, anders drehende Lamellen eingewachsen sind, konnte aus morphologischen Daten (Schilderhausstreifung) und an Achsenplatten bestätigt werden.

Vor einiger Zeit erschien von *C. Friedländer* (1) eine Arbeit über morphologisch erkennbare Rechts-Linksverzwilligung an Schweizer alpinen Quarzkristallen, die, wie der Verfasser auch feststellt, nur sehr selten beobachtet werden kann. Deshalb erscheint es immerhin beachtenswert, daß auch in dem mir hier zur Verfügung stehenden Quarzmaterial ein gutes Beispiel gefunden werden konnte. Dabei war es mir möglich, die verhältnismäßig kleine Sammlung des mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Graz und die, besonders an altem, schönen steirischen Material sehr reichhaltige Sammlung des steirischen Landesmuseum Joanneum heranzuziehen. Für die Benützung der letzteren Sammlung habe ich Herrn Dr. *E. Krajicek* besonders zu danken.

Rechts-Linksverzwilligung an Quarzen von Soboth (Steiermark).

Die hier beschriebenen Quarzkristalle stammen aus der Sammlung des steirischen Landesmuseums. Bevor auf den Rechts-Linkszwilling eingegangen wird, soll die Ausbildung der Kristalle behandelt werden. Seit *E. Hatles* Zusammenstellung (2) der Daten erfolgte keine neuere Bearbeitung. An Flächen gibt *Hatle* folgende an:

m $(10\bar{1}0)$
r $(10\bar{1}1)$
z $(01\bar{1}1)$
s $(11\bar{2}1)$
x (5161).

Diese Flächen konnten alle bestätigt werden. Außerdem aber finden sich noch folgende:

e (5051)
Γ (4041)
Φ (0771)
v (7181)
t (3253)
t_2 (2132).

In der Bezeichnungsweise folge ich *C. Hintze* (3). Abgesehen von den bei *Hatle* angeführten Flächen, die an allen Kristallen vorkommen, sind e, Φ und auch Γ durchaus häufig, während v, t und t_2 nur an einem Kristall auftreten. In schematischer Darstellungsform ist in Abb. 1 die Ausbildung der Flächen wiedergegeben, wobei auch die Unterseite mitgezeichnet ist, die aber — da die Kristalle wie üblich aufgewachsen sind — nur in den seltensten Fällen andeutungsweise zu sehen ist. Der dargestellte Kristall ist ein einfaches rechtes Individuum, entsprechend den Trapezoederflächen x. Auffallend, und an allen Kristallen in derselben Form ausgebildet, ist eine stark gestreifte „Fläche" in der Zone r—s—m, die der Lage nach einem linken negativen Trapezoeder entsprechen würde. Am Goniometer erscheint allerdings kein eigenes Signal für diese Fläche, sondern ein gleichmäßig durchgehender Signalzug von s bis nach m, ohne daß darin ein Maximum aufscheint.

Damit haben die Sobother Kristalle eine gewisse Ähnlichkeit zum Beispiel mit den Zöptauer Quarzkristallen, die *G. vom Rath* (4) beschrieben hat. Während aber an den Quarzkristallen von Zöptau zwischen s und m immerhin eine Reihe von, wenn auch schlecht, meßbaren Flächen unterschieden werden kann, ist das bei den Sobother Kristallen unmöglich.

Das positive Trapezoeder x (5161) spiegelt dagegen ausgezeichnet. Unter den positiven Rhomboedern ist e (5051) und auch das seltenere Γ $(40\bar{4}1)$ glatt, während Φ (0771) nach der Kante mit m gestreift ist (vgl. dazu auch *G. Kalb* [5]).

An Schnitten normal zur Z-Achse konnte die Art der Drehung durch Zirkularpolarisation überprüft und Kristalle nach Art der Abb. 1 zum Beispiel als Rechtsquarze bestätigt werden.

Abb. 2 stellt jenen, schon erwähnten 3 cm × 3,5 cm großen Quarzkristall dar, der die nur einmal am Sobother Material festgestellten Flächen v, sowie die auch sonst seltenen Flächen t und t_2 zeigt. Es handelt sich bei diesem farblosen und durchsichtigen Kristall um einen linken Dauphinéer-Zwilling. Der linke Drehungssinn ist morphologisch an den Trapezoederflächen x und v zu er-

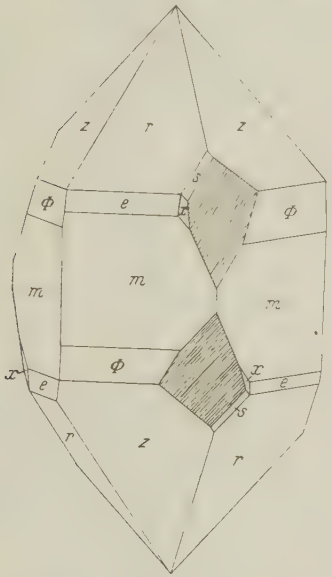


Abb. 1. Schematische Zeichnung eines einfachen Rechtsquarzes von Soboth, Steiermark.

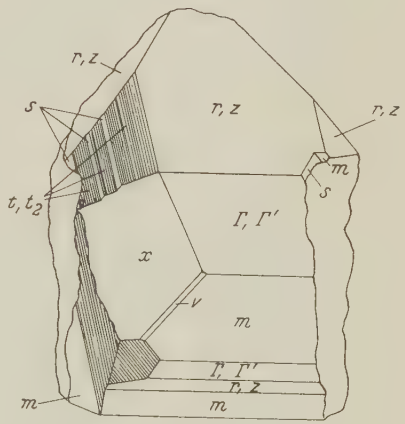


Abb. 2 Linker Dauphinéer-Zwilling von Soboth, Steiermark. An der rechten oberen Ecke bildet s mit m einen einspringenden Winkel.

kennen und auch an einer Achsenplatte bestätigt. Der Dauphinéer-Zwilling ist, bei gleichem, linken Drehungssinn für diese Teile, an dem Auftreten der Fläche s an den beiden benachbarten oberen Ecken zu ersehen. An der rechten Ecke bildet s mit einem sehr kleinen Stück der Fläche m $(10\bar{1}0)$ einen einspringenden Winkel. Aber auch durch unregelmäßig verlaufende Zwillingsgrenzen an einzelnen Flächen ist die Dauphinéer-Verzwilligung ausgedrückt. Die Güte der Zwillingsgrenzen reicht jedoch nicht hin, jeden einzelnen Teil des Kristalles einem bestimmten Teilindividuum zuzuordnen. Deshalb sind entsprechende Flächen sowohl als positive, wie auch als negative Formen gekennzeichnet. Außerdem sind auch die stark gestreiften Flächenzüge entwickelt, deren Lage negativen rechten Trapezoedern entspricht.

Am Goniometer führt von der Fläche m $(1\bar{1}00)$ an der linken Seite des Kristalles ein kontinuierlicher Zug von Signalen hervorgerufen

durch die oben erwähnten, stark gestreiften Flächenzüge, bis zur Fläche s $(2\bar{1}\bar{1}1)$. Durch die Bruchstelle sind nur jeweils Teile dieser Fläche erhalten. Die Anlage der negativen Trapezoederflächen entspricht ganz der, allerdings schematisch gehaltenen, Abb. 1.

An dem in Abb. 2 abgebildeten Kristall sind im Gegensatz zu den übrigen Kristallen dieses Fundortes, zwischen den Flächen s und r in der Zone m—s—r noch weitere Flächen (obere Trapezoeder) entwickelt. Diese Flächen zwischen s und r sind allerdings auch gestreift, jedoch lassen sich am Goniometer, trotz einem kontinuierlichen Signaluntergrund, deutlich hervortretende Signale zweier Flächen, nämlich t und t_2 ausnehmen.

Die gemessenen Winkel sind:

t $(5\bar{2}33)$: r $(10\bar{1}1) = 21^0\,40'$ (berechnet nach *Des Cloizeaux* (6) $21^0\,47'$, gemessen nach *G. v. Rath* (4) $21^0\,42'$).

t_2 $(3\bar{1}\bar{2}2)$: r $(10\bar{1}1) = 16^0\,48'$ (berechnet nach *Des Cloizeaux* (6) $17^0\,23'$).

G. vom Rath (7) erwähnt, daß das zu t_2 entgegengesetzte Trapezoeder L das anliegende Einheitsrhomboeder so abschneidet, daß das Einheitsrhomboeder r „die Form eines rechtwinkeligen Dreieckes erhält". Daher schneidet t_2 die Fläche z zu einem rechtwinkeligen Dreieck ab, was am vorliegenden Kristall auch beobachtet werden kann. An der Abb. 2 ist allerdings der rechte Winkel an dem links oben liegenden Einheitsrhomboeder nicht zu erkennen.

Die Hinterseite des Kristalls ist stark verbrochen und zeigt nur Rhomboeder- und Prismenflächen. An der Achsenplatte sind an Stellen entsprechend der Hinterseite des Kristalles einige Lamellen von Rechtsquarz eingelagert und durch Airysche Spiralen zu erkennen.

Abb. 3 ist die Zeichnung des Rechts-Linkszwillings von Soboth. Der aus drei Einzelkristallen bestehende Stock hat eine Größe von 1 cm × 2 cm und ist auf einer Stufe aufgewachsen, und zwar so, daß die Köpfe frei stehen, jedoch die linke Seite des Stocks, wie in der Zeichnung angedeutet, aber auch der untere Teil der Prismen hinten auf der Unterlage angewachsen ist. Die Vermessung erfolgte mit einem Zweikreis-Goniometer. Die Zeichnung ist möglichst naturgetreu, jedoch von einer gewissen, unumgänglichen Schematisierung nicht frei. Zur Zeichnung, besonders dieses Kristallstocks aus der stereographischen Projektion erweist es sich als zweckmäßig, den Winkelpunkt in den Mittelpunkt der Projektion zu wälzen, wodurch sich die Zeichnung wie ein Kopfbild behandeln läßt (vgl. dazu auch *H. Tertsch*, 8).

Eine Trennung der positiven und negativen Einheitsrhomboeder, bzw. welche Teile einer entsprechenden Fläche positiv oder negativ (also r oder z) sind, war ohne Ätzung unmöglich, worauf natürlich verzichtet werden mußte, um den Kristall zu erhalten. In der Zeichnung ist zur Bezeichnung der Einheitsrhomboeder nur r gesetzt ohne Rücksicht darauf, ob die so bezeichnete Fläche nicht auch z ist oder Teile von z enthält.

Steile Rhomboeder sind ebenfalls entwickelt und als solche gezeichnet. Allerdings ist auch hier eine Trennung in positive und negative Formen nicht möglich. Zwillingsgrenzen sind am Kristall nicht so gut entwickelt und die Signale sind durch Streifung und Krümmung der Rhomboederflächen so ungenau, daß eine Identifizierung der Rhomboeder ausgeschlossen ist. Die meisten der steilen Rhomboeder entsprechen etwa der Lage von (4041) bzw. (04$\bar{4}$1). Die Buchstabenbezeichnung in der Zeichnung ist deshalb so gewählt, daß einfach gesetzt wird: rh für ein steiles Rhomboeder, das nach $+$ oben, zur Z-Achse, geneigt ist, und rh für ein steiles Rhomboeder, das nach unten, zur Z-Achse, geneigt ist.

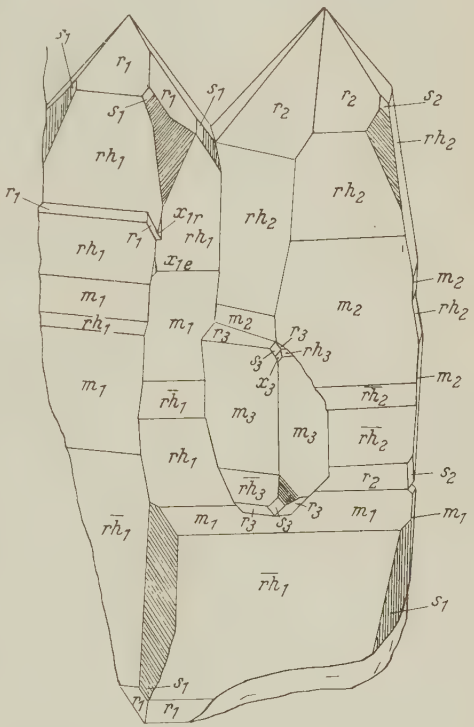


Abb. 3. Stock von drei subparallel verwachsenen Quarzkristallen von Soboth, Steiermark. Kristall 1 (Kennzeichnung durch tiefgestellte Zahlen, zum Beispiel: r_1 = Einheitsrhomboeder von Kristall 1 usw.) ist im unteren breiten Teil, im aufsteigenden Teil bis zum Absatz durch die bei den r_1-Flächen und im linken Teil des Kopfes ein linker Dauphinéer-Zwilling. Der rechte Teil des Kopfes von Kristall 1 ist ein rechter Dauphinéer-Zwilling. Kristall 1 ist somit verzwillingt nach dem Dauphiné- und Brasilianergesetz.

Das hexagonale Prisma ist wie üblich mit m bezeichnet.

Die trigonale Dipyramide s (11$\bar{2}$1) ist fast an allen Stellen so entwickelt, daß die Fläche gestreift erscheint und eine Verbindung durch die erwähnte stark gestreifte negative Trapezoederfläche zur Fläche m in der Zone r—s—m herstellt, somit in völliger Übereinstimmung mit den in Abb. 1 schematisch abgebildeten Verhältnissen steht.

Das positive Trapezoeder x (5161) ist als gut glänzende Fläche zu beobachten.

Auf dem vorliegenden Kristallstock sind drei Einzelkristalle zu unterscheiden:

Kristall 1 bildet eine breite Basis und endigt in der linken Spitze,

Kristall 2 sitzt mit einer Winkeldifferenz der Z-Achsen von etwa 10^0 an der rechten Seite des Kristalles 1 und ist somit nicht als Zwillingsindividuum zu Kristall 1, sondern als subparallele Verwachsung aufzufassen,

Kristall 3 ist mit einer abermaligen Winkeldifferenz von einigen Graden zu Kristall 1 und 2 subparallel mit ihnen verwachsen.

Durch tiefgestellte Zahlen wird angedeutet, zu welchem Kristall jeweils eine bezeichnete Fläche gehört, z. B. r_1 ist das Einheitsrhomboeder des Kristalles 1.

Am *Kristall 3* ist am oberen Ende der freien Prismenkante an den Flächen x und s ein Linksindividuum zu erkennen; am unteren Ende derselben Kante erscheint nur s und der durch starke Streifung erkennbare Übergang zu m. Diese Streifung bedeutet ebenfalls ein Linksindividuum. Somit ist Kristall 3 ein Linksindividuum, wobei aus Mangel an charakteristischen Flächen nicht entschieden werden kann, ob innerhalb dieses Kristalles eine Verzwilligung vorkommt.

An *Kristall* 2 sind auch nur an einer Stelle, nämlich rechts oben, entsprechende Flächen entwickelt, und zwar s mit einem kontinuierlichen Übergang (starke Streifung entsprechend negativen Trapezoedern) nach m. Die Streifung von s und die stark gestreifte Zone nach m erweisen ein Linksindividuum. Auch hier ist aus morphologischen Daten nur dieser einen Ecke nicht zu erkennen, ob möglicherweise eine Verzwilligung innerhalb des Kristalles 2 besteht.

Von besonderem Interesse ist aber das *Individuum 1*. Der breite untere Teil, der ja bis unter das Individuum 3 reicht, hat an beiden sichtbaren Kanten zur $\overline{Z}$-Achse geneigte s-Flächen mit dem schon mehrfach erwähnten stark gestreiften Übergang nach m. Aus diesem folgt, daß jede der beiden benachbarten Kanten einem Linksindividuum angehört, mithin ist der breite untere Teil ein linker Dauphinéer-Zwilling. An der freien Kante des Kristalles 1 aufwärts sind an mehreren Stellen sehr kleine, aber gut spiegelnde Trapezoederflächen x zu finden. Bis zu einer kleinen Stufe, die durch zwei Einheitsrhomboeder gebildet wird und die den höheren Teil des Kristalles 1 um etwa 0,5 mm nach hinten absetzt, handelt es sich dabei um linke Trapezoederflächen, bezeichnet mit x_1. Über der genannten Stufe sind dagegen rechte Trapezoederflächen vorhanden und mit x_{1r} bezeichnet. Nur jeweils eine dieser Trapezoederflächen ist in der

Zeichnung abgebildet. Diese Trapezoederflächen x sind gegen die + Z-Achse geneigt und zeigen, daß die Kante von unten bis zu der Stufe einem linken Individuum angehört, daß dagegen dieselbe Kante über der Stufe von einem rechten Individuum stammt.

Der Kopf über der erwähnten Stufe hat links eine Fläche s, die nach der oben beschriebenen Streifung ebenfalls einem Linksindividuum angehört. Der rechte Teil des Kopfes von Kristall 1 hat gleich über der Stufe sehr gut spiegelnde Flächen x, die aber wie erwähnt einem rechten Trapezoeder angehören. Darüber befindet sich eine Fläche s mit der schon so häufig erwähnten Streifung und dem Übergang nach m. Danach gehört dieses s einem Rechtsindividuum an. Die rechts benachbarte Ecke, die nicht ganz vom Kristall 3 überwachsen ist, zeigt ebenfalls eine s-Fläche eines rechten Individuums.

Zusammenfassend kann über das Individuum 1 gesagt werden: Der Hauptteil (gesamter breiter unterer Teil, schmaler aufsteigender Teil und die am weitesten links liegende Ecke des Kopfes) ist ein linker Dauphinéer-Zwilling, der rechte Teil des Kopfes ist ein rechter Dauphinéer-Zwilling. Es handelt sich somit um die Verzwilligung eines linken Dauphinéer-Zwillings mit einem rechten Dauphinéer-Zwilling. Die gesamte Bildung entspricht einer Verwachsung nach dem Dauphiné- und Brasilianergesetz.

Auf dem steilen Rhomboeder des Kopfes sind ferner noch Schilderhausstreifen als Vizinalbildungen zu erwähnen.

Rechts-Linkszwillinge von der Pack (Steiermark).

Über Quarzkristalle von der Pack bei Edelschrott liegen eine Beschreibung eines Rechts-Linkszwillings durch *J. Rumpf* (9) und einige Bemerkungen von *E. Hatle* (2) vor. Auf den genannten Rechts-Linkszwilling, der im steirischen Landesmuseum aufbewahrt wird, wird später noch zurückzukommen sein. Nach diesen Literaturangaben sind an den Packer Quarzkristallen folgende Flächen beobachtet worden:

m	$(10\bar{1}0)$
r	$(10\bar{1}1)$
z	$(01\bar{1}1)$
i	(5053)
M	(3031)
Γ	(4041)
s	$(11\bar{2}1)$
x	(5161)
v	(7181)

in der Bezeichnungsweise nach *C. Hintze* (3).

Der zuerst zu beschreibende Kristall stammt aus der Sammlung des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Graz. Inv.-Nr. 2822. Bis auf die Flächen v und i konnten an ihm die angeführten Flächen wieder gefunden werden. Der Kristall ist durch-

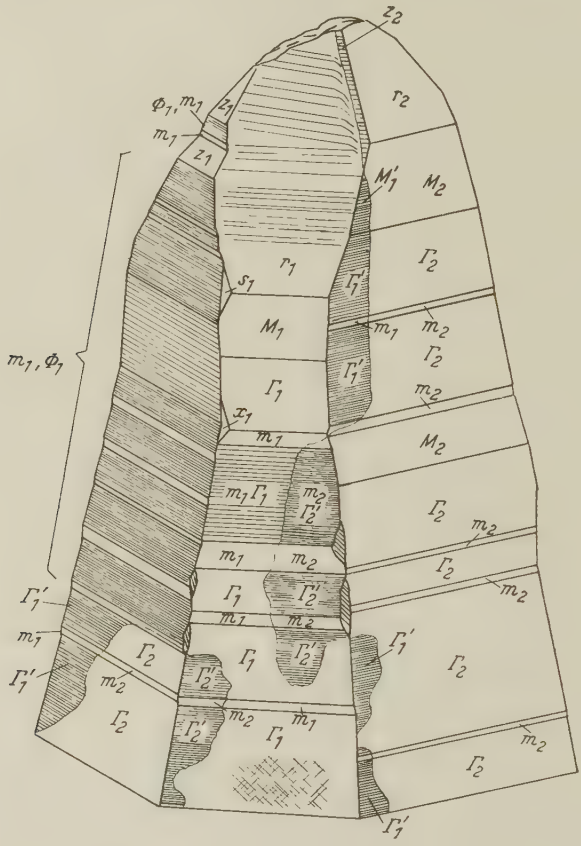


Abb. 4. Linker Dauphinéer-Zwilling von der Pack, Steiermark. Die Teilindividuen sind durch tiefgestellte Zahlen unterschieden, z. B. r_1 ist das Einheitsrhomboeder des ersten Teilindividuums.

sichtig aber von rauchgrauer Farbe, seine Größenverhältnisse sind: Länge 7,5 cm und größte Breite 5 cm. Ursprünglich war der Kristall etwas länger, ist aber jetzt durch die Entnahme einer Achsenplatte auf 7,5 cm gekürzt. In Abb. 4 ist der Kristall dargestellt. Es handelt sich um einen linken Dauphinéer-Zwilling, was aus der Lage von x und dem Drehsinn der Achsenplatte folgt.

Besonders bemerkenswert ist die Sichtbarkeit der unregelmäßig verlaufenden Zwillingsgrenze zwischen den beiden linken Teilindividuen an den in der Zeichnung sichtbaren drei Seiten des Kristalls. Die in der

Zeichnung nicht sichtbaren Seiten sind rauh und zur Messung nicht geeignet. So ist die Trennung der positiven und negativen Rhomboeder über den ganzen sichtbaren Bereich des Zwillings möglich. Es bedeutet in der Bezeichnung z. B. r_1 das positive Grundrhomboeder des ersten Teilindividuums.

Im Mittelteil bildet das 1. Teilindividuum fast das ganze Einheitsrhomboeder (r_1), nur seitlich entspricht ein schmaler Streifen dem negativen Einheitsrhomboeder des Teilindividuums 2 (z_2). Das Einheitsrhomboeder r_1 weist eine merkwürdige Streifung auf: der untere Teil von r_1 ist parallel der Kante mit dem Prisma gestreift, im oberen Teil der Fläche bildet aber die Streifung einen deutlichen Winkel mit dieser Richtung und ist außerdem gegen den Flächenteil z_1 hakenförmig abgebogen. Nach unten folgen nun sehr gut spiegelnde, steile positive Rhomboeder: M_1 und Γ_1, wobei dann Γ_1 und m_1 mannigfach abwechseln. An zwei Stellen reicht aber das 2. Teilindividuum in den Mittelteil hinein mit dem Prisma m_2 und dem negativen Rhomboeder Γ'_2, wobei dann diese Fläche matt erscheint und durch das positive Rhomboeder Γ_1 induziert ist (vgl. dazu *G. Kalb*, 4).

Der rechte Teil wird fast ausschließlich von positiven Rhomboedern des 2. Teilindividuums gebildet: r_2, M_2 und Γ_2, die wieder ausgezeichnet spiegeln und mit m_2 abwechseln. An drei Stellen ist aber der rechte Teil von Flächen des ersten Teilindividuums gebildet. Hier werden matte negative Rhomboeder induziert, nämlich M'_1 und Γ'_1.

Der linke Teil stammt wieder fast ausschließlich vom Teilindividuum 1 und besteht daher aus dem negativen Einheitsrhomboeder z_1 und in einem mannigfachen Wechsel des negativen Rhomboeders Φ_1 und des Prismas m_1, welche Flächen stark gestreift sind. Im unteren Stück des rechten Teiles kommt das zweite Teilindividuum zur Geltung mit dem Prisma und dem glatten positiven Rhomboeder Γ_2. Dieses letztere induziert im 1. Teilindividuum wieder das gestreifte und matte negative Rhomboeder Γ_1'.

An der Kante zwischen Mittelteil und linkem Teil liegen, zum Teilindividuum 1 gehörig, die Flächen x und s, ein linkes Individuum anzeigend. An mehreren Stellen dieser und der benachbarten Kante sind Einkerbungen, an denen die Fläche s festgestellt werden kann.

Eine ausgezeichnete Schilderhausstreifung (vgl. auch *G. Kalb*, 4) auf der am tiefsten gelegenen Fläche Γ des Mittel- und linken Seitenteiles erwies sich bei optischer Kontrolle an der Achsenplatte als Ausdruck für eingelagerte Lamellen eines zusätzlichen rechten Individuums.

Der von *J. Rumpf* beschriebene Quarzkristall von der Pack ist noch einer kritischen Betrachtung zu unterziehen. Zum Unterschied zu dem eben beschriebenen Rauchquarz ist er farblos und ausgezeichnet durchsichtig. *J. Rumpf* (9) basiert seine Ansicht, daß mit dem überwiegenden linken Dauphinéer-Zwilling auch kleine Teile eines Rechtsquarzes verwachsen sind, auf dem vierfachen Auftreten eines rechten Trapezoeders (v). Somit wäre dieser Kristall auch ein Beispiel für morphologisch erkennbare Rechts-Linksverzwilligung.

Nun ist aber diese Trapezoederfläche (v), wie *J. Rumpf* es auch selbst angibt, stark gestreift, und zwar nach der Kante mit m (bei *Rumpf* hat das Prisma allerdings die Bezeichnung r), oder mit anderen Worten: die Trapezoederflächen (v) haben eine Streifung, wie es den negativen Trapezoedern, etwa an den Sobother Kristallen, entspricht. Außerdem haben am Goniometer zum Unterschied mit den übrigen positiven Trapezoedern, die ausgezeichnete Signale liefern, diese von *Rumpf* als positive rechte Trapezoeder angesprochenen Flächen jeweils mehrere schlechte Signale. Außerdem beschreibt und zeichnet auch *Rumpf* selbst die Eigenschaft der Rhomboederfläche Γ (bei *Rumpf* mit t bezeichnet) an dem linken unteren Teil seiner Abbildung. Darnach ist der rechte Teil dieser Fläche glatt und ausgezeichnet spiegelnd, der linke Teil dieser Fläche dagegen (der nach *Rumpf* einem rechten Individuum angehören müßte) ist matt (punktiert in *Rumpfs* Zeichnung). Aus diesen Tatsachen und nach den Erfahrungen an dem oben beschriebenen Packer Rauchquarz ist zu schließen, daß der rechte Teil der Fläche Γ einem positiven linken Teilindividuum angehört, daß aber der linke Teil der Fläche ein induziertes negatives Rhomboeder Γ' ist. Wäre dieser linke Flächenteil (und die Trapezoederfläche v) nämlich von einem rechten Teilindividuum, so müßte auch er positiv, also glänzend und gut spiegelnd sein.

Die morphologischen Daten des von *J. Rumpf* beschriebenen Kristalles zusammenfassend, ist folgendes zu sagen: Aus den von *Rumpf* angegebenen Eigenschaften, die am Originalkristall nachgeprüft werden konnten, ist nicht von der Hand zu weisen, daß die von *Rumpf* als Kennzeichen für ein rechtes Teilindividuum angesehenen Flächen v in Wirklichkeit nicht positive, sondern negative rechte Trapezoeder sind. Damit ist der *Rumpf*sche Quarzkristall ein gewöhnlicher linker Dauphinéer-Zwilling. Allerdings sind an einer steilen Rhomboederfläche (rechter Teil der *Rumpf*schen Abbildung) Schilderhausstreifen zu sehen, die aber von *Rumpf* nicht als solche gedeutet wurden. Es liegt also jener Fall vor, den z. B. *C. Friedländer* auch anführt (1, besonders S. 82), daß nämlich aus morphologischen Daten allein kein eindeutiger Schluß gezogen werden kann.

Eine wirkliche Entscheidung brachte eine, aus dem unteren Teil des Kristalles geschnittene Achsenplatte. Sie zeigt, daß jene Teile (an der *Rumpf*schen Abbildung links unten), die *Rumpf* für ein Rechtsindividuum hält, tatsächlich einem linken Teilindividuum angehören. Damit ist bewiesen, daß die von *Rumpf* als positive rechte Trapezoeder v aufgefaßten Flächen in Wahrheit negative rechte Trapezoeder sind und der Kristall im wesentlichen ein Dauphinéer-Zwilling aus linken Teilindividuen ist.

Überhaupt zeigt fast die ganze Achsenplatte Linksquarz an. Nur an einer Stelle, und zwar dort, wo *Rumpf* auf der steilen Rhomboederfläche eine dachförmige Oberflächenerscheinung abbildet, ist in der knapp darunter geschnittenen Achsenplatte eine Airysche Spirale zu bemerken. Es sind also an dieser Stelle, und nicht an der von *Rumpf* vermuteten, kleine Lamellen von Rechtsquarz eingelagert. Diese bringen wohl eine Schilderhausstreifung zustande, aber erzeugen keine Kristallflächen, die einem rechten Individuum entsprechen.

Zusammenfassend kann über den von *J. Rumpf* beschriebenen Quarzkristall gesagt werden, daß er im wesentlichen ein Dauphinéer-Zwilling aus zwei Linksindividuen ist und daß er als Beispiel eines an Kristallflächen morphologisch erkennbaren Rechts-Linkszwillings zu streichen ist. Nur eine räumlich ganz unbedeutende und beschränkte Einlagerung von Rechtsquarzlamellen äußert sich in Schilderhausstreifung. Diese Erscheinung scheint ja durchaus nicht selten zu sein (vgl. z. B. *C. Friedländer*, 1).

Zum Schluß habe ich noch Herrn Dr. *H. Meixner* für einen Hinweis auf ältere steirische Literatur zu danken.

Literatur.

1. *Friedländer, C.*, Schweiz. M. P. M. *XXVIII*, 1948, S. 71. — 2. *Hatle , E.*, Die Minerale des Herzogthums Steiermark, Graz, 1885. — 3. *Hintze, C.*, Handbuch der Mineralogie, I, Leipzig, 1915. — 4. *Rath, G. vom*, Zs. Krist. *5*, 1881, S. 1. — 5. *Kalb, G.*, Zs. Krist., *86*, 1933, S. 439. — 6. *Des Cloizeaux*, Manuel de Minéralogie, 1862, S. 8. — 7. *Rath, G. vom*, Zs. Krist. *10*, 1885, S. 156. — 8. *Tertsch, H.*, Das Kristallzeichnen auf Grund der stereographischen Projektion, Springer, Wien, 1935. — 9. *Rumpf, J.*, Mitt. Naturw. Verein f. Steiermark, 2, 3. Heft, 1871, S. 400. Abbildung auch bei *V. Goldschmidt*, Atlas der Kristallformen, 7, 1923, Tafel 74, Abb. 347.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien.

Beitrag zur Mineralogie Österreichs.

Von

E. J. Zirkl.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 15. Dezember 1949.)

1. Ein neuer Scheelitfund aus dem Habachtal.

Im Jahre 1947 gelang einem der verläßlichsten und geschicktesten Mineraliensammler des Pinzgaues, Herrn *Franz Prosegger* aus Bramberg, ein neuer Scheelitfund im Habachtal. Die Fundstelle liegt zirka 2800 m hoch am westlichen Hang des Grates, der vom Kratzenberg nach Norden zieht, etwa 300 m nördlich von dessen Gipfel, somit also nur ungefähr 200 m vom Datolith-Scheelit-Fundort, den *H. Leitmeier* [1] beschreibt, entfernt.

Der Scheelit (Abb. 1) ist aufgewachsen auf einer flachen Stufe von $13 \times 8 \times 4$ cm, die zu unterst aus einer dünnen Schicht eines löcherigen Amphibolits besteht. Auf diesem sitzen kleine Adular- und bis 2 cm große Periklinkristalle, daneben sind auch noch winzige gelblichbraune Titanit-, farblose, flächenreiche Apatitkriställchen und ein Fluoritoktaederchen (1 mm) zu sehen. Diese für die Umgebung der Seescharte typische Paragenese wird von wenig verfestigtem Chlorit- (Pennin-) Staub überdeckt. Im Chlorit sitzt nun auf der einen Seite der Stufe ein kleiner aus vier Scheelitkristallen bestehender Stock so auf, daß der große, 22×10 mm messende Kristall mit seiner z-Achse parallel zur Stufenoberfläche zu liegen kommt. Er ist farblos und zeigt die Flächen (111), als Träger der Kombination, und (101), die nur als schmale Leisten an den Kanten der Einheitspyramide auftreten. Die Einheitsflächen sind stark verätzt, während die (101)-Flächen nur wenige Grübchen (in denen Chlorit saß) aufweisen. Die Kristallwinkel wurden mit einem zweikreisigen Anlegegoniometer (C. Leiss) gemessen; sie stimmen mit den *Goldschmidt*schen Werten mit genügender Genauigkeit überein:

	gemessen	nach Goldschmidt
Winkel $111 : 11\bar{1}$	$130^0\ 00'$	$130^0\ 35'$
$101 : 10\bar{1}$	$115^0\ 00'$	$113^0\ 52'$

[1] Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgneise der Hohen Tauern. Min. u. petr. Mitt. 53, 1942, S. 285.

Die Fluoreszenz unter der Quarzlampe ist intensiv gelbgrün. Das Fluoreszenzspektrum besteht aus mehreren scharfen Banden in folgenden Wellenbereichen: 520—533 mμ, 540—553, 568—585, 595—610, 640—650 mμ. Die beiden letzten Linien sind sehr schwach, nur angedeutet. Nach *H. Haberlandt* [1] entspricht die Bande 520—533 dem Erbium, 540—553 mμ kann sowohl dem Erbium als auch dem Terbium angehören, während 568—585 dem Dysprosium zuzu-

Abb. 1. Scheelitkristall aus dem Habachtal. 1:1 (Aufn. Schwertner)

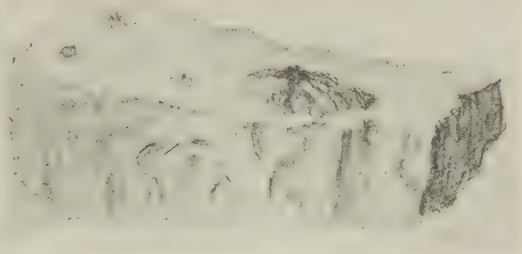


Abb. 2. Bittersalzausblühung auf grauem Ton. Maßstab 1:1. Zeichnung: Zirkl.

schreiben ist; die Banden 595—610 mμ und 640—650 weisen auf Samarium hin.

Ein Vergleich mit alpinen Scheeliten in anderen Sammlungen ergab eine vollkommene Übereinstimmung in der Farbe, der Kristalltracht und in der Fluoreszenz mit dem großen, losen, 550 g schweren Kristall aus der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums (Aq.-Nr. G 7519) aus dem Jahre 1898, der von *Alois Wurnitsch* gefunden wurde und aus der Dunklen Klamm im Habachtal stammen soll. Er hat ebenfalls große (111)- und leistenförmige (101)-Flächen, ist genau so farblos und an einigen Stellen sind Adular, Chlorit und Sphen angewachsen. Fluoreszenzuntersuchungen [2] unter der Hanauer Analysenquarzlampe ergaben die gleichen Banden in den Wellenbereichen: 480—485 mμ, 517—530, 540—550 (555), 565—580, 590 (595)—610, 630—650. Die beiden letzten Linien sind nur sehr schwach zu sehen. Unmittelbare Vergleiche mit dem von *L. Weiss* gefundenen und von *H. Leitmeier* beschriebenen Scheelit von der Seescharte konnten nicht angestellt werden, da dieses sicherlich einzigartige Stück bedauerlicherweise verschollen ist. Das Fluoreszenzspektrum und die Kristalltracht stimmen jedenfalls mit

[1] *H. Haberlandt,* Chemie der Erde 14 (1941), S. 107.

[2] Alle Fluoreszenzuntersuchungen wurden gemeinsam mit Prof. Dr. *H. Haberlandt* durchgeführt. Für seine Unterstützung möchte ich ihm an dieser Stelle bestens danken.

unserem Scheelit überein. Lediglich in der Farbe sind Abweichungen vorhanden, da der *Weiss*'sche gelblich-graubraune Farbe gehabt haben soll.

Dieser Fund ist nun der dritte aus der Umgebung der Thüringer Hütte und insofern interessant, weil die beiden nur 200 m voneinander entfernt gefundenen Scheelite (der neue und der von *Weiss* entdeckte) nicht so genau übereinstimmen, wie der im Wiener Museum befindliche, angeblich aus der Dunklen Klamm stammende und unser letzter. Jedenfalls haben wir wieder einen neuen Beweis für das Vorkommen des Scheelits in diesem Gebiete erhalten.

2. Atakamit, Bittersalzausblühungen und Dolomit aus Hallstatt.

Im Ablaß des *Ritschner Werkes* im Christina Horizont des Hallstätter Salzbergbaues fanden sich im Sommer 1947 an den Pfosten und Stempeln des Ablasses bis 1 cm große, bräunliche Steinsalzkristalle, die von einer smaragdgrünen, teilweise lebhaft glänzenden, dünnen Kruste überzogen waren. Die chemische Untersuchung ergab, daß die Kruste ein wasserhältiges Kupferchlorid ist. Unter dem Mikroskop erwies sie sich als ein smaragdgrünes, stark lichtbrechendes Aggregat von feinsten, wenig doppelbrechenden Körnern. Manchmal sind auch sphärolithisch aufgebaute Kügelchen zu erkennen. Nähere optische Angaben können wegen der Feinheit des Aggregates nicht gemacht werden. Diese Beobachtungen genügen jedoch, um festzustellen, daß der Überzug mit Atakamit identisch ist.

Atakamit wurde bereits von *F. Cornu* [1] als färbender Bestandteil des grünen Steinsalzes von Hallstatt erkannt, kommt jedoch immer nur in Form von fein verteilten Flocken und Blättchen in und zwischen den Salzkörnern des sogenannten „Haidengebirges" — einem Gemenge von Steinsalz, Ton und abgebrannten Kienspänen in prähistorischen Stollen — vor. Es ist nun bestimmt kein Zufall, daß auch vom Ankehrschurf des Ritschner Werkes Haidengebirge angeschnitten wurde. Vermutlich gehen derartige alte Strecken auch durch das Werk selbst. Die zur Atakamitbildung notwendigen Kupfermengen liefern prähistorische Bronze- oder Kupfergegenstände, deren Beständigkeit im Bergbau unter dem Einfluß der Salzsole nur von kurzer Dauer ist, was zweifellos auch bei unserem Vorkommen der Fall war. Vulkanische Einwirkungen, wie sie *F. Mayer* [2] angenommen hat, kommen sicherlich nicht in Frage, da unser Atakamit ausschließlich an das „Haidengebirge" gebunden ist.

[1] Über den färbenden Bestandteil des grünen Steinsalzes von Hallstatt. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 1907.

[2] *F. Mayer*, Geologisch-mineralogische Studien aus dem Berchtesgadener Land, Geognost. Jahreshefte, 1912, S. 152.

Auffällig ist aber, daß sich die Atakamitkrusten nur an den Stellen befinden, wo Salzsole an den Wänden und Ulmen der Strecken herabrieselt, also mit der Luft in Berührung kommt. Auch das grüne Steinsalz konnte von mir nur an der Oberfläche des „Haidengebirges" gefunden werden; es geht nie mehr als 2 cm in das Gestein hinein. Wahrscheinlich bildet sich aus den Bronzegegenständen zuerst ein einfaches Kupferchlorid, (CuCl oder $CuCl_2$), das erst in der Luft zu Atakamit aufoxydiert wird.

Während der geologischen Aufnahme der Hallstätter Salzlagerstätte fand Herr Bergrat Dipl. Ing. *O. Schauberger* im Jahre 1946 merkwürdige kegelförmige Ausblühungen, die er mir zur Untersuchung überließ, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche.

Die Ausblühungen sind weiß, kegelförmig, einem talzerfurchten Berg en miniatur vergleichbar. Sie sind an ihrer Basis bis 10 mm breit, etwa 6 mm hoch und bestehen aus feinen seidenglänzenden, zur Spitze des Kegels strebenden Fasern, die gut zusammenhalten (Abb. 2).

Die chemische Untersuchung ergab $MgSO_4$ mit viel Wasser, also *Epsomit* oder *Bittersalz*.

Die Ausblühungen sitzen auf grauem verhärtetem Ton auf.

Im Christina Horizont des Hallstätter Salzbergbaues fanden sich in den Klüften eines stark kalkigen, schwarzen Tones über winzigen skalenoedrischen Kalzitkriställchen weiße, bis 2 mm große Dolomitrhomboeder mit wenig gebogenen Flächen. An einigen Stellen, wo die Klüfte etwas breiter sind, werden diese außerdem von bräunlichem Steinsalz ausgefüllt.

3. Krokydolith aus der Ischler Salzlagerstätte.

Im Stufenlager (Lichtenfelskehr, Theresia Horizont) des Salzbergbaues von Bad Ischl liegen (vielleicht schon seit Jahrzehnten) Anhydritstücke mit Krokydolith ohne genaue Fundortbezeichnung. Auch von den Arbeitern des Bergbaues konnte nichts Näheres über die Herkunft dieser Stufen in Erfahrung gebracht werden. Da an einigen Stücken Steinsalz vorhanden ist, besteht wohl kein Zweifel, daß diese aus der Ischler Lagerstätte stammen.

Herr Dr. *W. Medwenitsch* hatte die Freundlichkeit, mir einige Stücke aus seiner Sammlung zur Untersuchung zu überlassen, wofür ich ihm an dieser Stelle danken möchte.

Der Krokydolith ist in Form von dünnen, fein verfilzten, lavendelblauen Lagen und Häutchen zwischen die Anhydritkristalle eingelagert. Die Fasern sind so fein, daß man auch bei stärkster Ver-

größerung ihre optischen Eigenschaften fast nicht mehr feststellen kann. Lediglich der starke Pleochroismus konnte ermittelt werden: in der Längsrichtung — grünblau; senkrecht zur Längsrichtung — braungelb. Die Auslöschungsschiefe ist sehr gering und beträgt höchstens 3^0.

An den Stellen, wo der Krokydolithfilz etwas dicker wird, sind die dazwischenliegenden Anhydritkristalle rundlich und zeigen keine kristallographische Begrenzung. Außerdem sind sie von parallel zur spitzen, positiven Mittellinie eingelagerten Krokydolithfasern erfüllt. Eine Anreicherung in bestimmten Ebenen ist dagegen nicht beobachtet worden.

Die krokydolithreichen Anhydritpartien bilden in den vorliegenden Handstücken immer nur wenig, höchstens 2 cm mächtige Nester und Lagen. Der Anhydrit selbst ist sehr feinkörnig und hat weiße oder blaßrosa Farbe. Dazwischen finden sich wenige vollkommen einschlußfreie Quarzkörner eingestreut.

Über die Herkunft und Genesis des Krokydoliths läßt sich natürlich, so lange in Ischl das Anstehende nicht aufgefunden wurde, nichts Sicheres aussagen. Seine Bildung muß jedenfalls gleichzeitig während des Wachstums der Anhydritkristalle vor sich gegangen sein. Die Farbe und der Habitus des Anhydrits sprechen jedoch dafür, daß dieser jung ist. Trifft dies zu, dann ist auch der Krokydolith eine sekundäre Bildung und wahrscheinlich aus einer hydrothermalen Lösung entstanden.

Nach den Angaben von *R. Doht* und *C. Hlawatsch* [1] soll das „Krokydolithvorkommen des Gipsbruches" am Mooseck bei Golling auch „einen Gang im Gips" bilden, und nicht nur am berühmten Saphirquarzfundort von Grubach zu finden sein. Die Verfasser halten es nicht für ausgeschlossen, daß die Mineralparagenese („Jadeit-Ägirin", Krokydolith und die anderen Mineralien von Grubach) „die Endprodukte der Umwandlung eines sehr eisenreichen Eruptivgesteines, wie etwa Melaphyr, darstellt". Durch Wechselwirkung von Magnetit oder Eisenglanz und Feldspat ist der „Jadeit-Ägirin", und aus diesen wieder der Krokydolith, entstanden. Es scheint durchaus möglich, daß auch unser Krokydolith irgendwie mit einem basischen Gestein, möglicherweise mit dem Gabbro vom Ischler Steinberg [2], in Verbindung steht.

[1] *R. Doht* und *C. Hlawatsch*, Über einen ägirinähnlichen Pyroxen und den Krokydolith vom Mooseck bei Golling, Salzburg. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1913, S. 79—95.

[2] *C. v. John*, Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1899, S. 257 und *G. Tschermak*, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche, Wien, 1869.

4. Limonitstalaktiten von Deutsch-Altenburg, N.-Ö.

Bei der vom Mineralogischen Institut der Universität Wien am 8. Juni 1947 veranstalteten Exkursion nach Deutsch-Altenburg wurden im mittleren Teil des Dolomitsteinbruches der Firma Hollitzer, Baustoff AG., von Herrn cand. phil. *F. Bauer* in einer etwa 30 cm breiten, horizontal verlaufenden Kluft sehr schöne Limonitstalaktiten gefunden. Die Entnahme der Stücke war an der ausgesetzten Stelle in der Wand sehr schwierig und konnte nur mit größter Mühe von Herrn *F. Bauer* und mir bewerkstelligt werden.

Alle Stufen bestehen aus zwei Lagen, welche durch eine ziemlich kompakte Limonitschicht, die sich aus fast vollkommen zusammengewachsenen Limonitstalaktiten gebildet hat, getrennt werden. Die obere Lage besteht aus wenigen vom First des Hohlraumes bis zur Limonitschicht reichenden Limonitstalagmiten, deren Dicke nach unten hin zunimmt und die ungefähr 3 cm lang werden. Nur ganz wenige, fast haardünne Stalaktiten hängen hier von der Decke herunter. Unter der nun folgenden etwas festeren Limonitschicht kommt zunächst ein bienenwabenartiges Gewirr von feinen (0,5 mm dicken), senkrecht stehenden Limonitblättern, die sich durch das Zusammenwachsen von reihenweise hängenden, dünnsten Stalaktiten — nach Art der „Vorhänge" und „Draperien" in den Tropfsteinhöhlen — gebildet haben.

Nach unten werden diese Blättchen oft von feinsten stalaktitischen Limonitnädelchen abgeschlossen. Diese Lage ist meist nur 3—4 cm dick, kann aber auch — wie an einer Stelle — 12 cm übersteigen.

Die Farbe der dickeren Stalagmiten in der oberen Hälfte der Stücke ist dunkelbraun, die „Vorhänge" sind etwas lichter und die feinsten Nadeln zu unterst sind ockergelb. Alle Bildungen haben rauhe Oberfläche und sind matt.

In einer anderen höhlenartigen Kluft konnte ein 5 cm dickes und 12 cm langes Bruchstück eines zylindrischen, schalig aufgebauten Kalktropfsteines gefunden werden.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck.

Über die Herkunft des Bors an dem Kontakte eines ultrabasischen Tiefengesteines.

Von

Hans Joachim Koark, Innsbruck.

(Eingelangt am 25. Jänner 1950.)

Im Anschluß an das Gesagte über „Kontakte mit Reaktionsfähigkeit" (z. B. tektonische Kontakte mit Neukristallisationen durch Regionalmetamorphose) (L. 3), wird versucht, die Herkunft des Bors bei Kristalloblastese von Borsilikaten an solch einem Kontakt zu deuten.

In dem steilgestellten Schichtverband der Greinerzunge (Untere Schieferhülle, Tauernwestende-Tirol), einer Folge hochmetamorpher Gesteine (Hornblendegarbenschiefer, dünnplattige Quarzfeldspatgesteine, Albitschiefer, Marmore usw.) wurde am Serpentinvorkommen des Totenköpfels (P. 2844) im Furtschagltal erstmalig von *Christa* (L. 1) aus den Serpentinhofgesteinen (Chlorit- und Talkschiefer) *Turmalin* als Kristalloblast beschrieben. Es handelt sich dabei keineswegs um eine Einzelerscheinung, sondern Vorkommen ähnlicher Art haben weltweite Verbreitung. Der für die Kristallisation des Turmalins notwendige Borgehalt wurde von *Christa* als aus den zirka 800 m entfernten jungen Tauerngraniten des Oberen Zemmgrund gekommen, angenommen. Die Meinung *Christas* ist insofern naheliegend, als bedeutende Stoffwechselvorgänge — auch über größere Entfernungen (m-Zehner und m-Hunderter) — während der regionalen Tauernkristallisation stattfanden, wie ich sie u. a. auch für die Bildung der im Ochsner-Serpentin (Zillertal) auf (h0l)-Fugen (//B) des tektonischen Gefüges anzutreffenden Kalksilikatkörper verantwortlich machte (L. 3).

Die Tatsache, daß Bor konzentriert in den Restlösungen saurer Magmen auftritt, ist das Hauptargument *Christa*s für seine Deutung. Hierbei nimmt er an, daß diese Borkonzentration in pneumatolytischer Phase während des ausklingenden Tiefenvulkanismus von dem granitischen Komplex bis an das Chloritgestein des Serpentin-Kontakthofes vordrang, mit diesem reagierte und die Turmalinkristallisation hervorrief. Eine Diffusion des leichtflüchtigen Bors auf Intergranularen und durch die Gitter auf eine Entfernung von

über 800 m, noch dazu senkrecht zum Schichtstreichen, wobei die besondere Wegsamkeit in s wegfällt, scheint nur schwer denkbar. Es würde allen bisherigen Beobachtungen über granitische Kontakthöfe widersprechen. In granitisierenden Komplexen (regionale Ultrametamorphose) dürften zirkulierende Lösungen über solche Entfernungen noch wirksam sein. Jedoch spricht gegen diese Möglichkeit an diesem Vorkommen, daß keinerlei mineralfazielle Anhaltspunkte für solche Stoffwanderungen gegeben sind. *Christa* weist bei der Beschreibung dieses Granitgebietes darauf hin, daß in den untersuchten zahlreichen Pegmatiten *keine* Borsilikate gefunden werden konnten. Es ist darum kein Grund vorhanden, anzunehmen, daß eine Borsilikatkristallisation auf diese Entfernung vom Granit — und zwar im ursächlichen Zusammenhang mit ihm — stattfindet, wenn in demselben und seinen Pegmatiten keinerlei borhältige Minerale zu finden sind. Es scheint mir darum notwendig, eine andere Deutungsmöglichkeit für die Herkunft des Bors an diesem Vorkommen zu finden.

Angeregt wurde ich, diese Frage aufzuwerfen, durch die Arbeit *Th. G. Sahama*s über Spurenelemente in den Gesteinen des südlichen Finnisch-Lappland (L. 4). Die Verallgemeinerung dieser Ergebnisse muß natürlich mit größter Vorsicht geschehen, zumal Untersuchungen über die Geochemie des Bors aus Ultrabasiten anderer Gebiete noch ausstehen. Die für die finnischen Vorkommen gemachten Feststellungen, daß die quantitative Anwesenheit des Bors in sauren Gesteinen (Graniten, Granitgneisen, Granuliten, usw.) eine bedeutend geringere ist als in ultrabasischen Gesteinen, scheint mir für die Deutung der Herkunft des Bors bei Borsilikaten als Kontaktbildung bemerkenswert. *Sahama* stellte u. a. spektroskopisch fest, daß der Borgehalt in sauren Gesteinen 0,001% nur selten überschreitet, hingegen allgemein in ultrabasischen Gesteinen 0,01 bis 0,1% beträgt. Das ist zirka das Hundertfache des gemessenen Gehaltes der sauren Gesteine. Nach *Sahama* ist bereits bei 0,01% Borgehalt Turmalin im Dünnschliff sichtbar. Die Ultrabasite mit ihrem durchschnittlich 10fachen Borgehalt, weisen jedoch keinerlei Borminerale als Gemengteile, bzw. Akzessorien auf. *Sahama* erklärt diese Tatsache so, daß das Bor in die Gitter wasserhältiger Silikate, wie Hornblende, Glimmer (von *Goldschmidt* und *Peters* nachgewiesen [L. 2]) und Serpentin als Spurenelement eingebaut wird. Für Letzteren fehlt noch der entsprechende Nachweis. Die Ähnlichkeit des Antigoritgitters mit dem Glimmertyp (Schichtsilikate), des Chrysotilgitters mit dem Amphiboltyp (Doppelkettensilikate) läßt die Vermutung berechtigt erscheinen, daß beide Arten von Serpentinmineralen für einen getarnten Einbau von Bor geeignet sind. Die u. a. spätmagma-

tische Bildung von Serpentinmineralien geschieht in pneumatolytisch-hydrothermaler Phase. Der Einbau des in diesen Restlösungen vorhandenen Bors scheint durchaus denkbar. Viele als spätmagmatische Serpentinbildungen gedeutete Vorkommen sind oft nur Teilbereiche ultrabasischer Gesteinskörper. Es scheint für diese Vorkommen die Möglichkeit gegeben, daß es sich hiebei um kristallisierte Restlösungen ultrabasischer Schmelzflüsse (Kristallbreie), analog jenen granitischer Gesteine, handelt. In solchen Fällen ist sicherlich eine Konzentration des Bors weit über die von *Sahama* angegebenen Mengen möglich.

Bei der Tonerdezufuhr, wie sie zur Chloritisierung des Serpentins notwendig ist und für Serpentingesteine ähnlicher geologischer Stellung zur Regel wird, scheint mir mit dem Freiwerden des Si auch ein Freiwerden des Bors stattzufinden. Dieser Vorgang wird vermutlich durch die Aufnahme des Al ausgelöst. Die Bindung des Bors in dem komplexen Turmalin, bei entsprechendem Vorhandensein oder Zuführung der anderen Turmalinbausteine ist bei dem angeregten Stoffwechsel, wie er an Kontakten mit Reaktionsfähigkeit herrscht, durchaus denkbar. Die Belegung dieses Vorganges mit Reaktionsgleichungen stößt wegen des komplexen Chemismus und der mischungsgliedartigen Stellung des Turmalins auf Schwierigkeiten.

Einer Berücksichtigung bedarf der Umstand, daß beim Aneinandergrenzen von Ultrabasit und Sedimenten, bzw. deren metamorpher Nachkommen das Bor auch aus dem angrenzenden Nachbargestein stammen kann. Als Kriterium für diese Möglichkeit muß der Borsilikatgehalt des Nachbargesteins angesehen werden.

Vorstehende Überlegung soll vor Augen führen, daß Borsilikatkristallisation an Kontakten basischer bis ultrabasischer Tiefengesteine auch als wirklich endogene Neubildung (aus dem Stoffbestand des Schmelzgesteins) möglich ist. *Th. G. Sahama*s Ergebnisse sind nach der dem Verfasser zur Verfügung stehenden Literatur die einzigen Anhaltspunkte für die dargestellte Meinung. Neue Untersuchungen über den Borgehalt solcher Vorkommen könnten zeigen, ob die dargelegten Gedanken sich bestätigen.

Literatur.

1. *Christa, E.,* Das Greiner-Schwarzsteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. Veröff. Mus. Ferdinandeum, Heft 13, 1933. — 2. *Goldschmidt, V. M.,* und *Cl. Peters,* Zur Geochemie des Bors. I und II. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 1932 (a). — 3. *Koark, H. J.,* Die Serpentine des Ochsners (Zillertal) und Reckners (Tarntal) als Beispiele polymetamorpher Facies verschiedener geologischer Stellung. Ber. Naturw.-Med. Verein Innsbruck, 1948/49. — 4. *Sahama, Th. G.,* Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. Bull. Comm. Geol. Finlande, No. 135, 1945.

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck.

Beiträge zur Typisierung von Quarzfalten.

Von

Josef Ladurner.

Mit 8 Textabbildungen und 10 Gefügediagrammen.

(Eingelangt am 4. Februar 1950.)

An einer Reihe von Falten, entstammend der Serie des Innsbrucker Quarzphyllits, wird das Quarzgefüge untersucht und die Abwickelbarkeit dieser Falten geprüft. *Vollkommene* und *„teilweise Abwickelbarkeit"* *(B. Sander)* inhomogener Biegefalten konnte nachgewiesen werden, unter diesen Beispielen ein neuer Faltentypus *(Fächerfalte)* durch ein Beispiel belegt werden. Ältere Achsen im Quarzphyllit konnten aus den Gefügediagrammen erschlossen werden.

Im folgenden ist die Richtung durch das Hauptmaximum der Quarzdiagramme als q bezeichnet und es sind die üblichen Gefügekoordinaten verwendet.

Von den in den Abbildungen vermerkten, aufgenommenen und durchgemessenen Diagrammen (1—64) sind die Diagramme 1—10 zur Fächerfalte reproduziert, die übrigen aber im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck hinterlegt.

Das Material, das zur Untersuchung zur Verfügung stand, entstammt der Serie der *Innsbrucker Quarzphyllite* südlich von Innsbruck *(Patscherkofel, Glungezer, Grünberger)* und wurde von Herrn Prof. Dr. *Bruno Sander,* anläßlich der Kartierung seines Blattes Matrei der Österreichischen Spezialkarte 1 : 75.000, aufgesammelt. Für die liebenswürdige Überlassung der Handstücke und der Dünnschliffe und dem steten regen Interesse an dieser Arbeit möchte ich auch an dieser Stelle Herrn Prof. *Sander* meinen aufrichtigsten Dank aussprechen. Ganz besonders danke ich aber Herrn Prof. *Sander* für die Möglichkeit der Einsichtnahme in die Korrekturen seines neuen Buches: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II. Teil, Korngefügekunde der Gesteine.

Eine der vorliegenden Arbeit ähnliche Analyse von Fächerfalten ist durch Frau *I. Zozmann* an norwegischen paläozoischen Phylliten meiner Aufsammlung am Innsbrucker Institut in Bearbeitung.

Die Bearbeitung jenes Materials wurde bereits vor dem Kriege begonnen, durch diesen aber dann auf Jahre hinaus unterbrochen. Leider fielen die Schliffe einem Bombardement zum Opfer, so daß also eine weitere Bearbeitung dieses Materials unmöglich war und

die Auswertung der bisherigen Messungen ohne Heranziehung der Schliffe nur auf Grund des vorhandenen Diagramm-Materials erfolgen konnte.

Der Untersuchung dieser Falten aus dem Innsbrucker Quarzphyllit liegt die Frage zugrunde, um was für eine Art von Falten es sich hier handelt und dann, ob eine Abwickelbarkeit dieser Falten gegeben ist, also nach dem Ausgangszustand des Gefüges vor dem Zeitpunkt der Faltung, also, ob eventuell eine alte Regelung dieses Quarzgefüges vorhanden ist.

Bei diesen Falten handelt es sich nicht um einzelne, innerhalb der Phyllite liegende größere Quarzfalten, sondern es liegen immer zahlreiche, im Bereiche dieser Handstücke meist dünne, seltener etwas dickere Quarzfalten übereinander, immer wieder getrennt durch mehr oder weniger starke Lagen phyllitischen Materials. Es handelt sich bei diesen Phylliten um ein stark nachkristallin durchbewegtes Gestein mit zu Häuten verschmierten Glimmern, also Phylloniten mit Umfaltung.

Schon makroskopisch läßt sich an einzelnen Falten stärkere Fältelung der feineren Lagen gegenüber dickeren, knickfesteren Lagen (Regel der Stauchfaltengröße) feststellen. Auffällig ist auch die Stoffverdrängung an die Konvexseite der Falten, die bei einzelnen Falten zu bedeutenden Verdickungen der Faltenscharniere geführt hat. Alle diese Erscheinungen, zu denen noch die gegeneinander gekehrten Kniekehlen im selben s kommen, sind Kriterien für Biegefaltung.

Die statistische Einmessung des Korngefüges (Quarz) der Falten erfolgte in der Weise, daß jede Falte in einzelne Teilbereiche zerlegt und die Meßergebnisse in gesonderten Teildiagrammen verzeichnet wurden, die dann zu Sammeldiagrammen summiert wurden. Die einzelnen, meist ziemlich geradlinig verlaufenden Faltenschenkel wurden für sich als Ganzes eingemessen, die gekrümmten Teile der Falten wurden aber in möglichst viele Sektoren (Teilbereiche), radial zum Faltenzentrum, zerlegt und die Gefügedaten für jeden Sektor auf eine mittlere Tangentenlage t an die äußere Begrenzung der Falte im betreffenden Teilbereich bezogen. Zur besseren zeichnerischen Darstellung der Bezugsrichtung bei der Abwicklung wurde, nachdem die Teildiagramme in vielen Fällen doch etwas unübersichtlich sind, durch das in den einzelnen Diagrammen korrelate und zur Abwicklung herangezogene Maximum und den Mittelpunkt der Projektion eine Gerade gelegt — in allen Abbildungen durch eine verschieden dicke unterbrochene Linie dargestellt — die als q-Richtung bezeichnet wird.

Falte: Grünberger W-Grat

(siehe Diagramme D 1—D 10, Abb. 1—4).

Als erstes Faltenbeispiel soll nun eine Falte vom *Grünberger W-Grat* beschrieben werden. Die im Felde eingemessene Faltenachse liegt E—W und ist horizontal.

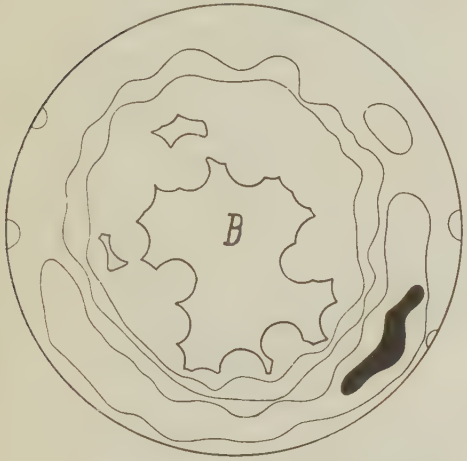


Diagramm D 1: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, ⊥ B, 1803 Quarzachsen bezogen auf den Schliffindex. 4—3—2—1—0,5—0,05, 0%.

Diagramm D 2: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat. ⊥ B, 1803 Quarzachsen, Falte abgewickelt auf t, 6—5—4—3—2—1—0,5—0,05, 0%.

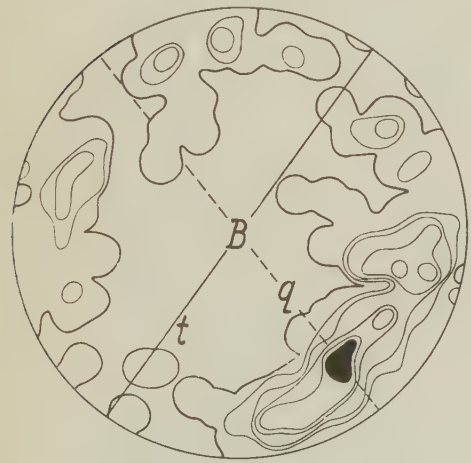


Diagramm D 3: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, ⊥ B, 148 Quarzachsen, Teildiagramm, 9—7—5—4—3—2—1, 0%.

Diagramm D 4: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, ⊥ B, 148 Quarzachsen, Teildiagramm, 6—5—4—3—2—1—0,3, 0%.

Das aus den Teildiagrammen der einzelnen, oben näher gekennzeichneten Teilbereiche zunächst durch Summierung erhaltene

Sammeldiagramm aller eingemessenen Quarze, bezogen auf den allen Diagrammen gemeinsamen Schliffindex, also in unverlagerter Anordnung zueinander, zeigt einen ausgesprochenen Gürtel $\perp$ B mit einer in (ac) ziemlich ausgedehnten, über weite Bereiche des

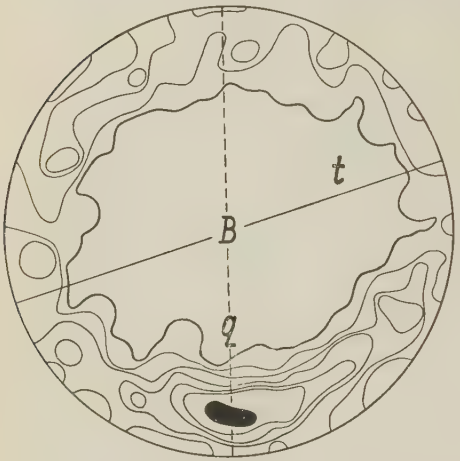


Diagramm D 5: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, $\perp$ B, 317 Quarzachsen, Teildiagramm, 12—8—5—4—3—2—1—0,3, 0%.

Diagramm D 6: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, $\perp$ B, 182 Quarzachsen, Teildiagramm, 12–8–5–4–3–2–1–0,5, 0%.

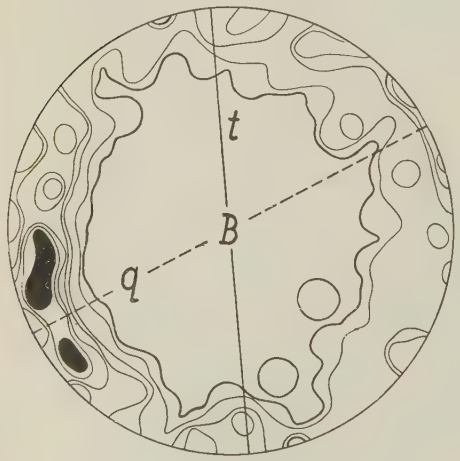


Diagramm D 7: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, $\perp$ B, 240 Quarzachsen, Teildiagramm, 8—6—5—4—3—2—1—0,5, 0%.

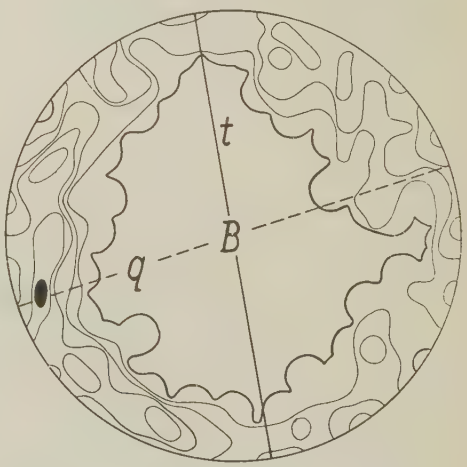


Diagramm D 8: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, $\perp$ B, 273 Quarzachsen, Teildiagramm, 6—5—4—3—2—1—0.5, 0%.

Diagramms verfolgbaren stärkeren Besetzung (s. Diagramm D 1) und mit einem stark in die Länge gezogenen Hauptmaximum.

Wickelt man nun die Falte ab, das heißt man bringt die einzelnen Teildiagramme mit ihrer zugehörigen mittleren Tangente t nach

einer sinngemäßen Drehung zur Deckung, so scheint in diesem (ac)-Gürtel an Stelle der in D 1 ziemlich langgezogenen stärkeren Besetzung innerhalb dieses Gürtels eine wesentlich lokalisiertere Häufung mit zwei in ihrer Besetzungsdichte voneinander verschiedenen, stärker betonten Maxima auf (Diagramm D 2).

Der Vergleich der einzelnen, den verschiedenen Sektoren entnommenen Teildiagramme, zeigt nun ein dem Diagramm D 2 ähnliches Gefügebild mit einem, meist besonders deutlich in Erscheinung tretenden Hauptmaximum (s. Diagramm D 3 — D 8), das als Bezugsmaximum zur Prüfung der Abwickelbarkeit dieser Falte herangezogen wurde.

Diese Diagramme D 3 -D 8 wurden nun in eine Skizze der Falte in ihrer natürlichen Anordnung eingetragen. Durch das korrelate Maximum der einzelnen Teildiagramme wurde zur deutlicheren Sichtbarmachung der betreffenden Quarz-Achsenrichtung, besonders was dann ihre lagemäßige Beziehung zueinander betrifft, durch dieses und das Zentrum der Projektion eine strichlierte Linie gezogen.

Abb. 1 zeigt die Anordnung dieser, durch das jeweilige korrelate Bezugmaximum der einzelnen Diagramme gelegten q-Richtung, die in diesem Falle fächerförmig zum Faltenzentrum angeordnet ist, eine Anordnung des Korngefüges, welche bei *B. Sander* als *Fächerfalte* bezeichnet ist.

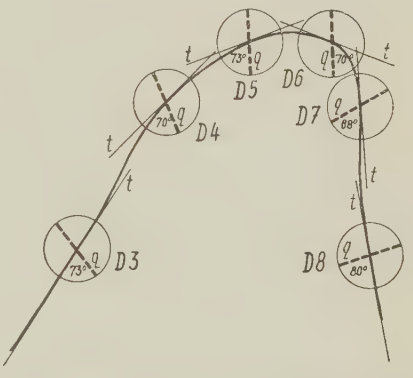


Abb. 1. Quarzfalte: Grünberger W-Grad, fächerförmige Anordnung der q-Richtungen (Fächerfalte) in den einzelnen Teilbereichen (vgl. D 3 - D 8).

Wickelt man nun diese Falte ganz ab, wie dies in Abb. 2 dargestellt ist, so zeigt sich, daß für diese Falte keine vollkommene Abwickelbarkeit, also keine Übereinstimmung in der Lage korrelater Maxima in bezug auf die gemeinsame Tangente t besteht, sondern, daß die einzelnen q-Richtungen der Quarzmaxima, in der Abbildung durch eine dicke unterbrochene Linie dargestellt, symmetrisch zum Scheitel liegen. Der Winkel, den diese Richtung mit der jeweiligen mittleren Tangentenlage t der einzelnen Teildiagramme bildet, ist ziemlich konstant und beträgt in (ac) der Falte: 73°, 70°, 73°, 70°, 68° und 80°, wobei jeweils der kleinere Winkel zwischen q und t gemessen wurde.

Wickelt man nun aber diese Falte nicht ganz ab, sondern nur teilweise, das heißt so lange, bis die durch das korrelate Maximum gehenden q-Richtungen parallel zueinander angeordnet sind und konstruiert man nun aus dem für jedes einzelne Diagramm bekannten Winkel zwischen q-Richtung und mittlerer Tangentenlage t die

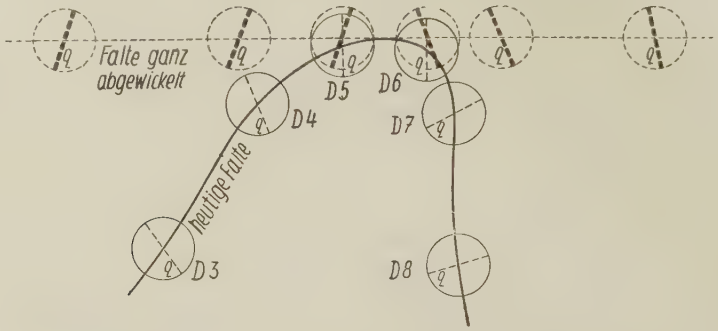


Abb. 2. Dieselbe Falte wie in Abb. 1, Falte ganz abgewickelt, zum Scheitel der Falte symmetrische Anordnung der q-Richtungen in den einzelnen Teilbereichen.

entsprechende Faltenform, so ergibt sich jene flachwellige Faltenform wie sie in Abb. 3 gezeichnet ist.

Den Vorgang dieser teilweisen Abwicklung zeigt Abb. 4, die einen Ausschnitt aus Abb. 3 darstellt, unter Weglassung des Scheitel-

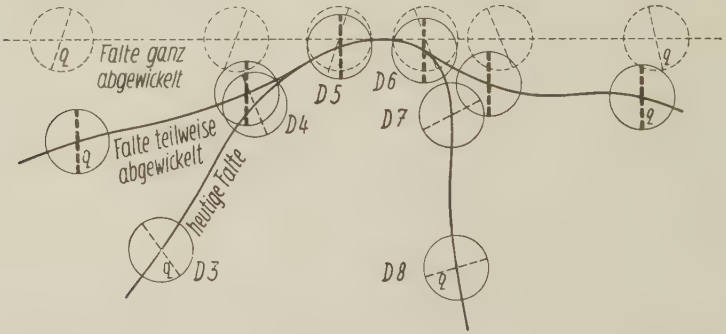


Abb. 3. Dieselbe Falte wie in Abb. 1, Falte teilweise abgewickelt, alle q-Richtungen liegen parallel zueinander.

diagramms. Die Falte, wie sie uns heute vorliegt, wurde zunächst ganz abgewickelt, das heißt, die einzelnen mittleren Tangentenlagen t der Falte im betreffenden Teilbereiche wurden alle in eine Gerade gebracht (vgl. hiezu Abb. 2). In Abb. 4 ist diese Gerade durch die strichlierte Linie, die durch S und M_1 geht, dargestellt. Der strichlierte Kreis zeigt die richtig orientierte Lage des Diagramms (abgewickelt) mit der durch den Mittelpunkt M_1 der Projektion gehen-

den q-Richtung. Die Aufgabe war nun, die Richtung q sämtlicher Teildiagramme in eine parallel zueinander verlaufende Anordnung zu bringen, in diesem Falle senkrecht zu M_1 S, wobei der Abstand zwischen den einzelnen Teildiagrammen gleichbleiben sollte. Dies geschah auf folgende Weise. Es wurde über M_1 S als Hypotenuse ein rechtwinkeliges Dreieck gezeichnet, dessen eine Kathete parallel der Richtung q durch M_1 geht und in A_1 einen rechten Winkel bildet. Die andere Kathete ist dann A_1 S. Um den Scheitelpunkt S als Drehpunkt wurde dieses Dreieck SM_1A_1 als Ganzes dann so lange gedreht bis $M_1 A_1$, das die Richtung q enthält, senkrecht zu der durch M_1 S gehenden Geraden, die die Tangente der vollkommen abgewickelten Falte darstellt, steht, wobei nun $M_1 A_1$ in die Lage von $M_2 A_2$

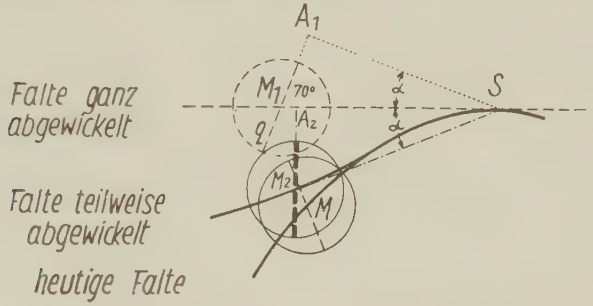


Abb. 4. Dieselbe Falte wie in Abb. 1, Vorgang der teilweisen Abwicklung.

kommt. In diesem, durch die Drehung erhaltenen Dreieck $SM_2 A_2$ liegt nun in $M_2 A_2$ die q-Richtung, während SM_2 die Tangente an den betreffenden Punkt M_2 der nun teilweise abgewickelten Falte darstellt. M, M_1 und M_2 sind die Mittelpunkte desselben Teildiagramms in der heute vorliegenden Falte (M), in der teilweise abgewickelten Falte (M_2) und in der ganz abgewickelten Falte (M_1). Der Winkel α, um den gedreht wurde, ist gleich dem Komplementärwinkel zum Winkel zwischen q und t, der den einzelnen Teildiagrammen entnommen wurde. Dieser eben beschriebene Vorgang der teilweisen Abwicklung wurde für sämtliche Teildiagramme in gleicher Weise durchgeführt und aus dem Verlauf der Tangenten dann die Falte nach dieser nun teilweisen Abwicklung konstruiert. Die Abstände der einzelnen Diagramme untereinander sind unter Berücksichtigung der verschiedenen Krümmung der einzelnen Faltenteile und für gleiche Bereiche möglichst gleich gehalten.

Die Abwicklung dieser Falte zeigt also deutlich, daß bei nicht vollkommener Ausebnung zunächst die Falte homogen, bei weiterer Öffnung und vollständiger geometrischer Ebnung wieder inhomogen wird.

Die symmetrische Anordnung der durch das Hauptmaximum und den Mittelpunkt der Projektion jedes einzelnen Teildiagramms gegebenen q-Richtungen — also die Regel der Quarze in beiden Schenkeln symmetrisch zum Faltenknie — läßt für diese divergentschieferige Fächerfalte die Annahme offen, daß diese q-Richtungen schon vor der Drehung in das divergente inhomogene Gefüge als homogenes Parallelgefüge (q-Gefüge) vorhanden waren und nicht schon divergent angelegt wurden. Durch Biegung unter Beibehaltung von B und Symmetrieebene (ac) ist dann jene inhomogene Falte entstanden.

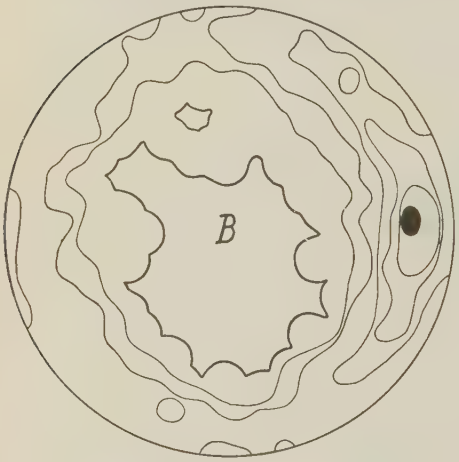


Diagramm D 9: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, ⊥ B, 1506 Quarzachsen, Sammeldiagramm aus den Diagrammen D 3—D 8, Deckung des Hauptmaximums, 6—5—4—3—2—1—0,5—0,1, %.

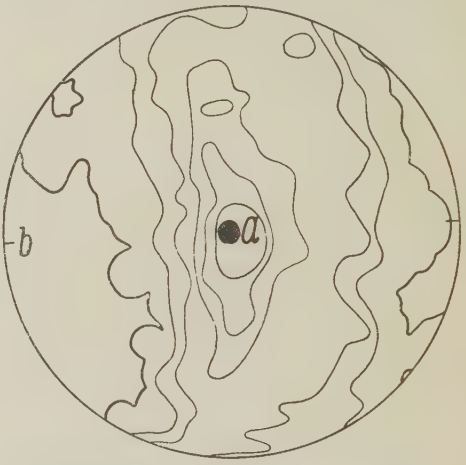


Diagramm D 10: Quarzfalte im Quarzphyllit, Grünberger W-Grat, ⊥ B, 1506 Quarzachsen, wie Diagramm D 9 nur rotiert in a, 6—5—4—3—2—1—0,5—0,1, 0%.

Jenes q-Gefüge kann *(B. Sander)* als Parallelgefüge angelegt und als solches dem ersten Akte und Betrage der Faltenkrümmung zugeordnet sein, im zweiten Akte der zunehmenden Faltenkrümmung erfolgte dann Rotation dieser q-Richtungen und deren Betätigung als Scherflächen.

Um den Regelungszustand in diesem q-Gefüge näher zu charakterisieren wurden alle Teildiagramme unabhängig von ihrer sonstigen Orientierung mit ihrem Hauptmaximum zur Deckung gebracht und zu einem Sammeldiagramm summiert. Das Ergebnis gibt das Diagramm D 9 wieder, das ein in a liegendes sehr scharfes Maximum zeigt, das viel deutlicher ist als jenes in Diagramm D 2 bei ganz abgewickelter Falte. Auch das zweite in (ac) liegende Maximum ist wesentlich schärfer als das entsprechende in D 2. Um dieses für S-Tektonite charakteristische Gefügebild noch zu verdeutlichen

wurde D 9 rotiert, derart, daß das Hauptmaximum in den Mittelpunkt der Projektion fällt, also die B-Achse des Gefüges in der Zeichenebene und horizontal liegt (s. Diagramm D 10). Die Quarzachsen besetzen einen geschlossenen (ac)-Gürtel mit den für S-Tektonite charakteristischen Maxima I und II, wobei Maximum I gegenüber Maximum II wesentlich stärker betont ist und in die q genannte Richtung fällt.

Falte: Patscherkofel-Glungezer (s. Abb. 5).

Als nächstes wurde eine Falte aus dem Gebiet *Patscherkofel—Glungezer* auf ihr Quarzgefüge und dessen Abwickelbarkeit hin untersucht. Wieder handelt es sich um ein stark nachkristallin durchbewegtes Gestein, in welchem die Glimmer zu großen zusammenhängenden Häuten verschmiert wurden. Die im Felde eingemessene Faltenachse verläuft E—W und liegt annähernd horizontal.

Diese Falte aus dem Patscherkofel—Glungezer Gebiet zeigt in ihrem Aussehen zunächst ein ähnliches, in ihrer Abwickelbarkeit aber dann ein ganz anderes Bild Die Quarzfalte wurde zur genaueren Charakterisierung ihres Faltengefüges wieder wie im vorangegangenen Beispiel in radial angeordnete, ziemlich schmale Sektoren (Teilbereiche) zerlegt, mit einer für jeden Teilbereich mittleren Tangentenlage t.

In dem aus sämtlichen Quarzachsen zusammengesetzten und zunächst auf eine gemeinsame Tangente bezogenen Sammeldiagramm D 11 läßt sich wiederum ein sehr deutlicher in (ac) liegender, ziemlich breiter Gürtel erkennen, aus dem sich besonders ein unter 78° zur Richtung der Tangente t liegendes Maximum heraushebt. Dieses Maximum läßt sich in allen Teildiagrammen immer wieder mehr oder weniger deutlich als Hauptmaximum erkennen, wenn auch manchmal Besetzungen, die im Sammeldiagramm nicht oder nur undeutlich in Erscheinung treten, im Teildiagramm gegenüber diesem Hauptmaximum wieder etwas stärker betont sind. Dieses oben aus D 11 als Bezugsmaximum angenommene und in allen Teildiagrammen wiederkehrende Maximum bildet mit der jeweiligen mittleren Tangentenlage t der einzelnen Teilbereiche folgende, in (ac) liegende Winkel: 79°, 78°, 78°, 80°, 75°, 76°, 79° und 79°. Die Diagramme D 12—D 18 zeigen das Quarzgefüge der einzelnen Teilbereiche mit eingetragener mittlerer Tangentenlage t.

Die Abb. 5 ist eine Skizze dieser Falte, in der an den betreffenden Stellen die einzelnen Teildiagramme mit dem für die Untersuchung der Abwickelbarkeit herangezogenen Maximum, in der Abbildung aber nicht dargestellt als Maximum, sondern als eine durch das betreffende Maximum und dem Mittelpunkt der Projektionshalbkugel

gehenden, unterbrochenen Geraden (q-Richtung) richtig orientiert eingetragen sind.

Im Gegensatz zur Falte aus dem Westgrad des Grünbergers, wo eine deutliche fächerförmige Anordnung dieser als Bezugsrichtung angenommenen Geraden q gegeben ist, ist hier eine Anordnung dieser q-Richtungen vorhanden, die bereits von *Sander* in L 7 am Beispiele alpiner Quarzite beschrieben wurde und die gekennzeichnet ist durch eine für alle Teilbereiche gleichbleibende Anordnung der Quarzachsen in bezug auf die für den betreffenden Teilbereich mittleren Tangentenlage t.

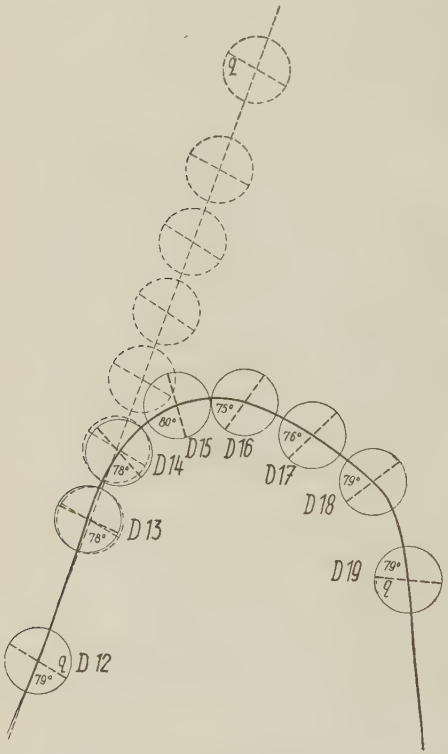


Abb. 5. Quarzfalte: Patscherkofel-Glungezer, vollkommen abwickelbare Falte.

Wickelt man nun diese Falte ab, das heißt man ebnet die Falte so lange aus, bis die Tangenten der einzelnen Teilbereiche eine gemeinsame parallele Anordnung zeigen unter Beibehaltung der zwischen den einzelnen Teilbereichen gegebenen Abstände, so zeigt sich, wie dies in Abb. 5 dargestellt ist, daß, nachdem der Winkel zwischen der q-Richtung durch das Hauptmaximum und den Mittelpunkt der Projektion und der Tangente t immer mit nur ganz geringen Schwankungen denselben Betrag von rund 78° bildet — die Schwankungen zwischen den einzelnen Teilbereichen liegen zwischen 75° und 80° — alle diese q-Richtungen in der abgewickelten Falte eine fast parallele Lage zueinander haben. Eine Symmetrieebene durch den Faltenscheitel, wie er bei dem vorigen Beispiel der Fächerfalte gegeben ist, ist hier nicht vorhanden.

Vor der Faltung lag also ein Tektonit vor, der Quarz bildete eine ebene Lage in den Phylliten, wie die gute Abwickelbarkeit es ergibt und es erfolgte dann, ohne daß irgendeine in bezug auf diese Biegung korrelate Regelung entstanden wäre, die Biegung zu dieser Falte. Die Biegung erfolgte mit Beibehaltung des ursprünglichen älteren B und Ebene (ac) als Symmetrieebene, wie die Überein-

stimmung zwischen älterem aus dem Quarzgefüge erschlossenem B und jener im Gelände eingemessenen jüngeren, der Faltenform entsprechenden B-Achse zeigt. Für dieses ältere B, entstanden vor der letzten faltenprägenden Deformation, kann also auch eine flache Lagerung bei E—W-Streichen angenommen werden.

Falte: Glungezer Gipfel (s. Abb. 6).

Ein ähnliches Bild einer aber nicht so vollkommen abwickelbaren Falte ergab die Untersuchung einer Falte aus dem *Glungezer Gipfel*, ebenfalls mit E—W streichender und flach liegender Faltenachse.

Auffallend an dieser Falte ist die oben beschriebene und für Biegefalten charakteristische Verdickung an der Faltenstirne. Gemessen wurden wieder gesondert für sich die einzelnen Faltenschenkel und die in einzelne Teilbereiche zerlegte Faltenstirne, jeweils bezogen auf eine mittlere Tangentenlage t der einzelnen Teilbereiche.

Wie bei allen bisher beschriebenen Falten dieses Gebietes zeigt auch diese Falte im Sammeldiagramm D 20, bezogen auf t einen ausgesprochenen Gürtel annähernd senkrecht zu dem im Gelände eingemessenen B mit einer im großen und ganzen ziemlich gleichmäßigen Besetzung, aus der nur wenige kleine Maxima sich deutlich herausheben. Das im Sammeldiagramm D 20 unter 58° zu t liegende Maximum wurde als Vergleichsmaximum für sämtliche Teildiagramme herangezogen.

In den einzelnen Teildiagrammen D 21—D 26 ist der im Sammeldiagramm geschlossene (ac)-Gürtel entsprechend der verhältnismäßig geringen Körnerzahl jedes einzelnen Teildiagrammes oft nur sehr lückenhaft, doch lassen sich auch hier immer wieder korrespondierende Maxima herausfinden, wenn auch die Intensität in den einzelnen Teildiagrammen oft stark wechselt. In einem Falle (D 24) fehlt das Vergleichsmaximum überhaupt, es konnte aber die q-Richtung aus den anderen Maxima erschlossen werden. Die Anordnung dieser Maxima, wieder wie bisher auch in Abb. 6 als q-Richtung durch eine unterbrochene Linie in den Diagrammen dargestellt, zeigt, daß für diese Falte eine, in bezug auf eine gemeinsame Tangente vorhandene, zwar nicht ganz volle Abwickelbarkeit gegeben ist, also wieder einen ähnlichen Typus darstellt, wie er vorhin bei der Falte aus dem Raum Patscherkofel–Glungezer beschrieben wurde, nur daß hier die Abwickelbarkeit nicht so vollkommen ist wie dort. Der Winkel zwischen der q-Richtung und der mittleren Tangentenlage t in den einzelnen Teildiagrammen beträgt in Ebene (ac): 57°, 66°, 60°, 60°, 62° und 56°.

Vor der letzten Deformation lag hier ein bereits fertiger S-Tektonit vor, der, ohne daß es zu einer Umregelung durch diese Deformation gekommen wäre, durch Externrotation um B gefaltet wurde, also ein bereits geregeltes Quarzgefüge innerhalb einer, entsprechend der nicht ganz vollkommenen Abwickelbarkeit, nur ganz flachwellig gebogenen, dem phyllonitischen Material zwischengelagerten Quarzeinschaltung. Die im Gelände eingemessene B-Achse als Ausdruck der letzten Deformation (Biegung der Quarzeinschaltung zur heute vorliegenden Falte) stimmt nicht überein mit der aus den Diagrammen ablesbaren und der Quarzgefügeregel entsprechenden älteren Achse B′. Diese ältere Achse B′ hat eine Lage N 72° W mit einem Einfallen von 13° gegen WNW.

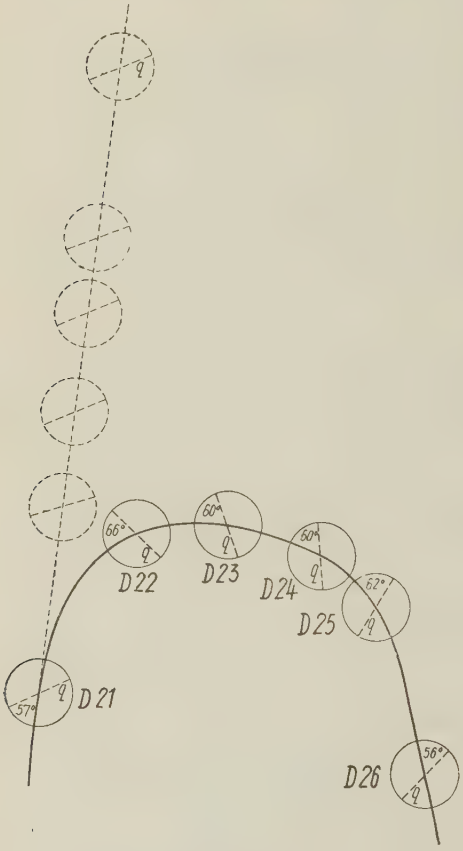


Abb. 6. Quarzfalte: Glungezer Gipfel, gute Abwickelbarkeit der Falte.

Diese jüngere Deformation (Biegung zur Falte) erfolgte also in diesem Falle nicht korrelat zu den älteren Gefügedaten abc mit Achse B′ N 72° W, 13° WNW, sondern es fand hier eine, wenn auch nur verhältnismäßig geringfügige schiefe Überprägung statt mit E—W verlaufender und horizontaler Achse B.

Falte: Glungezer Gipfel (s. Abb. 7).

Noch an einem weiteren Beispiel wird die Möglichkeit einer Abwickelbarkeit solcher in phyllonitischem Material eingebetteten und gefalteten Quarzlagen untersucht. Das Handstück entstammt den Quarzphylliten des *Glungezer Gipfels*, die Faltenachse liegt wieder E—W und ist horizontal.

An dieser Falte ist gegenüber allen bisher untersuchten Falten die besonders starke Verdickung der Faltenstirne auffällig. Durch eine,

ungefähr dem Innenrand der Falte parallel verlaufenden Glimmerlage ist in dieser Falte ein wesentlich größerer äußerer Teil, in dem die vorhin erwähnte besonders starke Verdickung der Faltenstirne auffällt und ein schmälerer Innenteil von ziemlich gleichbleibender Dicke zu unterscheiden. Beide Teile wurden getrennt voneinander untersucht, um so Anhaltspunkte über das Maß der Verdickung an der Faltenstirne zu erhalten. Die Abb. 7 zeigt eine Skizze dieser Quarzfalte, in der der äußere und größere Faltenbogen dem stark verdickten Außenteil der Falte, der innere, kleinere Faltenbogen dem inneren Teil derselben Falte entspricht. Beide Faltenbögen sind in der Skizze in ihrer richtigen Orientierung zueinander eingezeichnet.

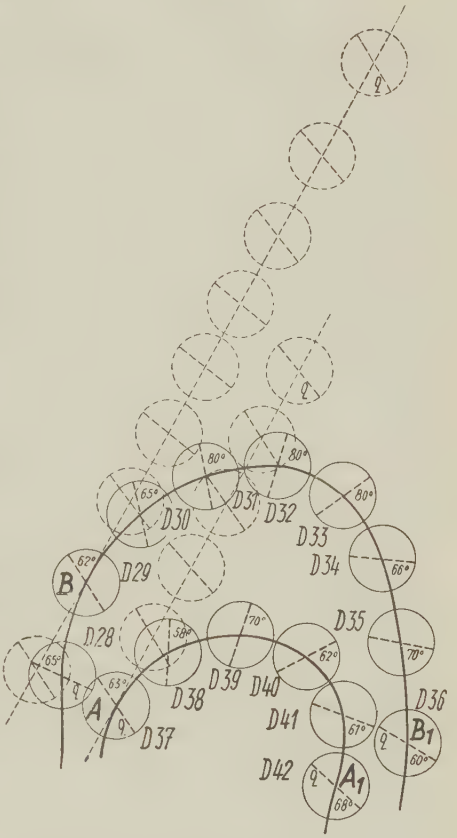


Abb. 7. Quarzfalte: Glungezer Gipfel, Falte mit besonders starker Verdickung der Faltenstirne, gute Abwickelbarkeit in inneren Teilen der Falte, in den äußeren Teilen gute Abwickelbarkeit nur in den Faltenschenkeln, in der Stirne (D 31—D 33) ist die gute Abwickelbarkeit aufgehoben. Trennung der beiden Faltenteile durch eine Glimmerlage. A, B (D 37, D 29) und A_1, B_1 (D 42, D 36) Teilbereiche in den Faltenschenkeln mit übereinstimmenden q-Richtungen.

Aus dem Sammeldiagramm sämtlicher Quarzachsen (Diagramm D 27) beider Faltenteile heben sich aus dem ziemlich gleichmäßigen (ac)-Gürtel mehrere kleine Maxima heraus, wovon eines, im Sammeldiagramm unter 67° zu t stehend, das in den einzelnen Diagrammen immer wieder auftritt und im Vergleich zu anderen Maxima doch meist deutlicher ist, zur Kontrolle der Abwickelbarkeit herangezogen wurde (Diagramm D 28—D 42).

Vergleicht man nun in den einzelnen Teildiagrammen den Winkel, den die durch dieses Maximum und dem Mittelpunkt der Projektion gehende q-Richtung, in der Abb. 7 wieder durch eine unterbrochene Linie dargestellt, mit der mittleren Tangentenlage t im betreffenden Teildiagramm einschließt, so ergeben sich für den inneren Teil der

Falte folgende, nicht wesentlich voneinander abweichende Winkel. Diese Werte in (ac) der Falte gemessen, sind: 63^0, 58^0, 70^0, 62^0, 61^0 und 68^0.

Wickelt man nun diesen inneren Teil der Falte für sich allein ab, so zeigt sich, daß eine verhältnismäßig gute, wenn auch nicht vollkommene Abwickelbarkeit gegeben ist, daß also der Ausgangszustand vor der Faltung eine ziemlich ebene bis flachwellige Quarzlage innerhalb des phyllonitischen Materials war. In diesem Zustand ist dann durch Scherung jene in den Diagrammen sichtbare Tektonitregelung entstanden.

Für die äußeren Teile derselben Falte ergeben sich für den Winkel zwischen der q-Richtung und der mittleren Tangentenlage t der einzelnen Teilbereiche folgende Werte, gemessen in (ac): 65^0, 62^0, 65^0, 80^0, 80^0, 80^0, 68^0, 70^0 und 60^0. Während also nun in den beiden fast unverdickten Schenkeln dieses äußeren Faltenteiles ziemlich gleiche Winkelwerte aufscheinen, fällt auf, daß die Winkel für die Faltenstirne, wo eine bedeutende Dickenzunahme gegeben ist, wesentlich größer sind.

Eine ziemlich gute Abwickelbarkeit, wie sie für die inneren Teile dieser Falte gefunden wurde, ist in den äußeren Teilen nur für die beiden Faltenschenkel gegeben. Diese gute Abwickelbarkeit wird aber durch die stark abweichenden Werte zwischen der q-Richtung und der mittleren Tangentenlage t in der Faltenstirne aufgehoben.

Die Unvollkommenheit der Abwickelbarkeit äußerer Faltenteile durch die größeren Werte $q \wedge t$ in der Faltenstirne steht allem Anschein nach mit der starken Verdickung der Faltenstirne im Zusammenhang. Es ist anzunehmen, daß vor der Biegung dieser Quarzlage für die ganze Quarzlage eine gleiche Quarzregelung mit einem ziemlich gleichen Winkel zwischen q-Richtung und mittlerer Tangentenlage t, bei einer wahrscheinlich auch annähernd gleichen Dicke der ganzen Quarzlage gegeben war. Erst durch die Biegung und die Verdickung an der Faltenstirne ist es dann zu dieser etwas anderen Orientierung der Körner im äußeren Faltenteil und hier wieder an der Faltenstirne gekommen.

Eine andere Deutung wäre die, daß als Ausgangszustand eine nicht wie oben angenommene, ziemlich gleichmäßig breite Quarzlage, sondern eine ungleichmäßige, in der Mitte dickere Quarzlage vorhanden war. Dann ist es aber nicht zu erklären, daß die Abwickelbarkeit, die für innere Faltenteile besteht, für äußere Faltenteile nicht besteht, da man auch wohl für diese Falte wie bei allen vollständig abwickelbaren Falten ein Unverändertbleiben der ursprünglichen Quarzregelung, unbeeinflußt durch die letzte Deformation, annehmen kann.

Es ist also wohl anzunehmen, daß diese Verdickung der Faltenstirne nicht auf eine ursprünglich schon vorhandene verdickte Quarzlage, sondern auf Stoffverdrängung an die Konvexseite der Falte zurückzuführen ist und daß die Änderung des Winkels zwischen q-Richtung und mittlerer Tangentenlage t mit dieser Verdickung an der Faltenstirne im Zusammenhang steht.

Vergleicht man nun in den beiden Faltenschenkeln jeweils die inneren und äußeren, durch eine Glimmereinschaltung getrennten Faltenteile miteinander, so sieht man, daß D 29 und D 37 und ebenso D 36 und D 42 in ihrer Orientierung gleich sind. Würde man nun die Falte so abwickeln, daß diese in ihrer Orientierung gleichen inneren und äußeren Teile der Faltenschenkel auch nach der Abwicklung in derselben Anordnung zueinander bleiben, so läßt sich eine starke Längenzunahme der konvexen Seite des äußeren Faltenteiles gegenüber der konvexen Seite des inneren Faltenteiles feststellen und daraus ein Maß für die Verdickung des äußeren Teiles der Falte auf Grund des Längenverhältnisses zwischen der Konvexseite des äußeren Faltenteiles und der Konvexseite des inneren Faltenteiles innerhalb des zwischen den obigen Diagrammen angegebenen Faltenstückes angeben.

Im Vergleich mit der Länge der Konvexseite des inneren Faltenteiles A—A_1 ist die Länge des äußeren Faltenteiles B—B_1, wiederum gemessen an seiner Konvexseite, um die Hälfte größer als die des inneren Faltenteiles, bezogen auf den oben umgrenzten Bereich.

Die Biegung dieser Falte ist ähnlich wie bei den meisten bisher untersuchten Falten dieses Gebietes unter Lagekonstanz von B und Ebene (ac) unter Externrotation um B erfolgt. Wenn eine geringe schiefe Überprägung vorhanden ist, so läßt sich diese aus dem Diagramm D 27 jedenfalls nicht ableiten. Die Bewegungen während der Biegung müssen sich in der phyllonitischen Umhüllung dieser Falte und wahrscheinlich auch in der Glimmerlage innerhalb dieser Falte abgespielt haben, was sich aber nicht als sicher angeben läßt, da die Schliffe zu diesen Falten leider nicht mehr zur Verfügung stehen.

Falte: Glungezer Gipfel (s. Abb. 8).

An einer weiteren Falte, entstammend den Quarzphylliten des *Glungezer Gipfels*, wurde das Quarzgefüge hinsichtlich seiner Abwickelbarkeit untersucht. Diesmal sind es zwei, durch phyllonitisches Material voneinander getrennte größere Falten, die im Schliffbereich erfaßt sind. Von der einen, etwas kleineren Falte konnte nur die Faltenstirne untersucht werden, die Schenkel fehlen im Schliffbereich, bei der zweiten, größeren Falte sind beide Schenkel vor-

handen. Die Biegung dieser zweiten Falte ist keine einheitliche, sondern die Faltenstirne ist in sich leicht gefaltet.

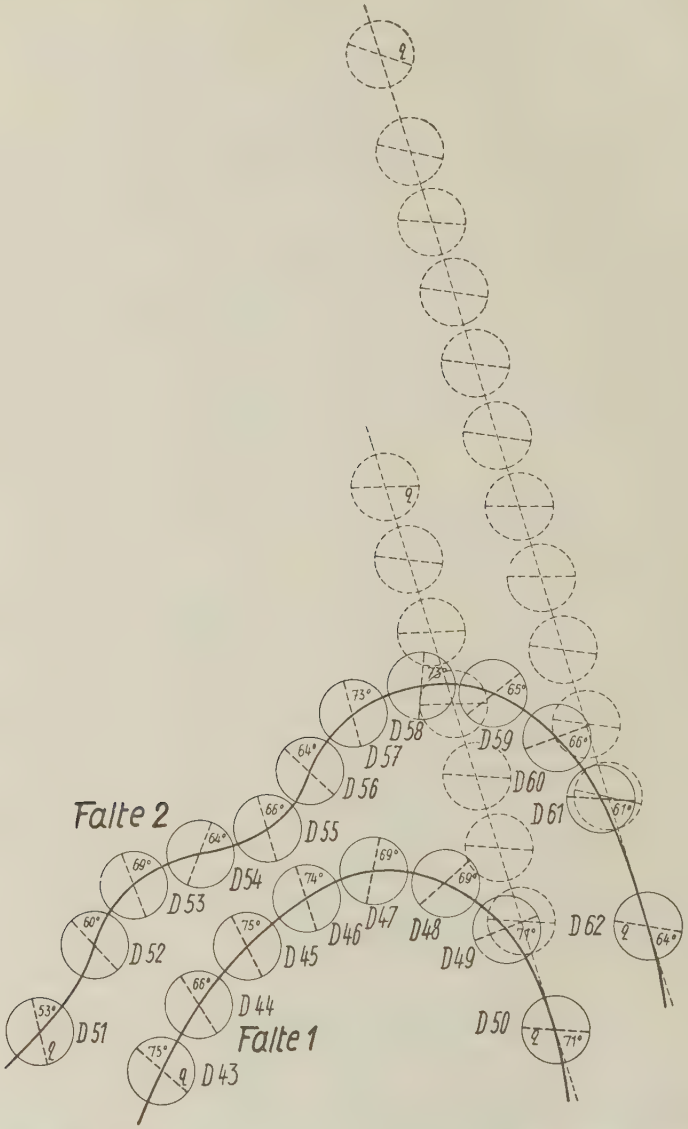


Abb. 8. Quarzfalte: Glungezer Gipfel, zwei durch phyllonitisches Material getrennte, größere Quarzfalten; gute Abwickelbarkeit beider Falten.

Abb. 8 zeigt eine Skizze dieser beiden Falten, in der diese und die einzelnen Teildiagramme in richtiger Orientierung zueinander ein-

getragen sind. Die Teildiagramme D 43 –D 50 entsprechen der inneren, etwas kleineren Falte (Falte 1), die Teildiagramme D 51—D 62 der äußeren, größeren Falte (Falte 2). Wie bisher bezeichnet auch hier die durchbrochene Gerade durch das Bezugsmaximum und den Mittelpunkt der Projektion jene q-Richtung, die zur Beurteilung der Abwickelbarkeit der Falte herangezogen wurde. Der Winkel, den diese q-Richtung mit der jeweiligen mittleren Tangentenlage t der einzelnen Teilbereiche bildet, beträgt bei der inneren Falte (Falte 1) gemessen in (ac): 75°, 66°, 75°, 74°, 69°, 69°, 71° und 71°, Werte die mit dem aus dem Sammeldiagramm D 63 gefundenen Wert von 71° gut übereinstimmen.

Die Besetzungsdichte des zum Vergleich herangezogenen Maximums ist in den einzelnen Teildiagrammen eine oft ganz verschiedene. Bald ist es das am stärksten ausgeprägte Maximum (D 47), dann wieder im Vergleich zu anderen Maxima desselben Teildiagramms aber weitaus schwächer besetzt (D 48), in zwei Teildiagrammen (D 45 und D 49) konnte die vermutliche Lage dieses Maximums und damit die Richtung von q nur aus dem Vergleich mit den anderen Maxima dieses Diagramms erschlossen werden.

Es läßt sich also auch für diese Falte eine recht gute Abwickelbarkeit feststellen. Der Ausgangszustand dieser innerhalb des phyllonitischen Materials liegenden Quarzlage vor der letzten Deformation war also eine flache Quarzeinlagerung mit nur einzelnen, ganz kleinen welligen Verbiegungen.

Ähnlich ist es auch bei der äußeren, größeren Falte (Falte 2). Die Winkelwerte zwischen der q-Richtung und der mittleren Tangentenlage t gemessen in (ac) betragen hier: 53°, 60°, 69°, 64°, 66°, 64°, 73°, 73°, 65°, 66°, 61° und 64°. Im Sammeldiagramm D 64 sämtlicher Teilbereiche der Falte 2 beträgt dieser Winkel der q-Richtung und der mittleren Tangentenlage t 66°.

Wie für die innere Falte kann also auch für die äußere Falte im großen und ganzen eine gute Abwickelbarkeit festgestellt werden, wenn auch Bereiche, vor allem die Faltenstirne, etwas größere Winkelwerte aufweisen als die Schenkel. Das zum Vergleich herangezogene Maximum ist nicht überall gleich stark besetzt, was durch die oft nur ganz geringe Körnerzahl der einzelnen Teilbereiche erklärt werden kann. In zwei Fällen (D 56, D 59) konnte seine vermutliche Lage nur aus dem Vergleich mit anderen Maxima dieser Teildiagramme angegeben werden.

Als Ausgangszustand vor der Deformation zur Falte kann also auch hier wieder ein geregeltes Quarzgefüge in einer schmalen, ziemlich eben verlaufenden Quarzlage mit geringer welliger Verbiegung zwischen phyllonitischem Material angenommen werden.

Die Sammeldiagramme D 63 und D 64 zeigen einen deutlichen (ac)-Gürtel, der aber nicht senkrecht steht auf jenem im Gelände eingemessenen und der Faltenachse entsprechenden B, zu dem der Schliff orientiert wurde. Besonders deutlich tritt dies in D 63 hervor. Aus dem Quarzgefüge dieser Diagramme läßt sich nun ein älteres B′ nachweisen, mit Achse N 45° E, 4° NE. Es ist also hier eine schiefe Überprägung eines bereits geregelten Quarzgefüges mit älterer Achse B′ N 45° E, 4° NE durch eine jüngere Deformation mit E—W verlaufender und flach liegender B-Achse gegeben.

Zusammenfassung.

In diesen der Serie des Innsbrucker Quarzphyllits entnommenen und aus dem Gebiet Patscherkofel—Glungezer—Grünberger stammenden Falten ergab die Gefügeeinmessung *Abwickelbarkeit* des Quarzgefüges, die einzelnen Falten zeigen aber in bezug auf den Grad ihrer Abwickelbarkeit verschiedenes Verhalten.

So konnte aus der Falte aus dem Gebiet Patscherkofel—Glungezer *vollkommene* Abwickelbarkeit festgestellt werden.

Neben dieser vollkommenen Abwickelbarkeit kommen aber auch Falten vor, bei denen eine Abwickelbarkeit nur *teilweise* gegeben ist. So zeigt die Falte vom Grünberger W-Grat eine solche teilweise Abwickelbarkeit. Die durch das jeweilige korrelate Maximum der einzelnen Teildiagramme und den Mittelpunkt der Projektion gehende q-Richtung als Repräsentant der Lage der optischen Achse der Quarze des betreffenden Bezugsmaximums zeigen eine fächerförmige divergentschieferige Anordnung (*Fächerfalte*).

Zwischen diesen beiden Faltentypen, dem der vollkommen abwickelbaren Falte und dem der nur teilweise abwickelbaren Falte sind im Innsbrucker Quarzphyllonit im untersuchten Bereiche alle möglichen, durch Beispiele belegbaren Übergänge hinsichtlich der Abwickelbarkeit zu beobachten.

Als homogen geregelte Vorgängerform war einmal eine vollkommen ebene Quarzlage, in anderen Fällen wahrscheinlich eine mehr oder weniger wellige Quarzlage vorhanden. Diese Vorgängerform wurde dann durch Biegung zur heutigen Falte umgeformt.

In fast allen Fällen liegen die q-Richtungen der abgewickelten Falten zum Faltenscheitel unsymmetrisch — die q-Richtungen sind alle immer nur nach einer Seite hin gerichtet — nur im Falle der Fächerfalte ist eine, was die Lage der q-Richtungen betrifft, durch den Scheitel gehende Symmetrieebene parallel der Faltenachse vorhanden.

Durch diese Faltenuntersuchungen ließ sich für den Innsbrucker Quarzphyllit eine *ältere*, der Faltenbildung vorangegangene Quarzgefügeregel nachweisen.

Für die letzte Deformation, die zur heute vorliegenden Faltung der Quarzeinschaltung im phyllonitischen Material geführt hat, läßt sich aus den Diagrammen an Hand der Quarzgefügeregel in einigen Fällen ein Zusammenfallen der, dieser Deformation entsprechenden jüngeren B-Achsen mit älteren B-Achsen nachweisen (z. B. in D 1).

In anderen Fällen war es möglich, aus dem Quarzgefüge einzelner Diagramme ältere B-Achsen mit Richtung N 72° W, 13° WNW (D 20) und N 45° E, 4° NE (D 63) nachzuweisen, die mit den jüngeren B-Achsen (E—W) nicht zusammenfallen. Durch die jüngere Deformation mit flachliegender und E—W verlaufender Achse, die dann die ebenen bis flachwelligen und bereits geregelten Quarzlagen zusammen mit dem phyllonitischen Material zum heutigen Bild gefaltet hat, erfolgte also eine in bezug auf das ältere B schiefe Überprägung, die aber im Korngefüge keinen Ausdruck fand.

Solche ältere B-Achsen mit N 72° W und N 45° E, wie sie aus den Gefügediagrammen ablesbar sind, sind schon lange aus dem Gebiet des *Tauern-Westendes* bekannt. So beschreibt sie ausführlich *B. Sander* (L 8, 9) aus dem Gebiet des Innsbrucker Quarzphyllits aus dem Raum Patscherkofel-Glungezer, *Fuchs* (L [illegible]) kennt solche Achsen aus dem Brennergebiet, *Schmiedegg* (L 11) konnte weitverbreitet solche Achsen aus dem Gebiet der Steinachjochdecke und deren Untergrund nachweisen. *Karl* (unveröffentlicht) gibt solche Achsen für die verschiedenen Quarzite und Phyllite der Gerlos an.

Bei der letzten Deformation fanden die Teilbewegungen hauptsächlich in dem zwischen den einzelnen Falten liegenden phyllonitischen Material statt, das geschlossene Quarzgefüge wurde nur verbogen, nicht aber geregelt, so daß die ältere Quarzregelung erhalten geblieben ist.

Diese Falten des Innsbrucker Quarzphyllits wurden alle als *inhomogene Biegefalten* gekennzeichnet.

Literatur.

1. *Cloos, E.,* Oolite deformation on the south Mountain fold Maryland. Bull. Geol. Soc. Am. Bd. 58, Nr. 9, 1947. — 2. *Fuchs, F.,* Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner). I. Jahrbuch der Reichsstelle für Bodenforschung, Band 89, Wien, 1939. — 3. *Sander, B.,* Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen, Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Band 30, 1911. — 4. *Sander, B.,* Über Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Band 64, Wien, 1914. — 5. *Sander, B.,* Geologische Studien am Westende der Hohen

Tauern, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Band 70, Wien, 1920. — 6. *Sander, B.*, Zur petrographisch-tektonischen Analyse, III. Teil, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Band 76, Wien, 1926. — 7. *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine, Verlag Julius Springer, Wien, 1930. — 8. *Sander, B.*, Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck, Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Band 1, Wien, 1940. — 9. *Sander, B.*, Über Flächen- und Achsengefüge, Mitteilungen des Reichsamtes für Bodenforschung, Wien, 1942. — 10. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, I. Teil. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil, Springer-Verlag, Innsbruck-Wien, 1948; II. Teil: Korngefügekunde der Gesteine, Springer-Verlag, Innsbruck-Wien (im Druck). — 11. *Schmidegg, O.*, Der Geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet), Veröffentlichung des Museum Ferdinandeum Innsbruck, Band 26/29, Innsbruck, 1949.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Über die Herstellung porträtgetreuer Kristallbilder aus der stereographischen Projektion.

Von

Haymo Heritsch.

Mit 4 Textabbildungen.

(Eingelangt am 20. März 1950.)

Inhalt: Im ersten Abschnitt wird darauf hingewiesen, daß die Zeichnung eines schiefen Kristallbildes aus einer stereographischen Projektion dann besonders bequem ist, wenn der „Winkelpunkt" in die Mitte der Projektion gewälzt ist. Die graphische Wälzung ist in der stereographischen Projektion sehr leicht durchzuführen, weshalb diese Projektionsart sich für die beschriebene Zeichenart besonders eignet.

Der zweite Abschnitt behandelt die Möglichkeit der Vermessung von scheinbaren Kantenlängen für eine beliebige Projektionsrichtung. Diese Vermessung ist mit Hilfe eines Kreuztisches, dessen eine Richtung eine Meßgenauigkeit von ein Hundertstelmillimeter hat, sehr einfach zu machen und ermöglicht die Zeichnung von kantenrichtigen (porträtgetreuen) Kristallbildern.

Zur Herstellung von Kristallbildern können bekanntlich sowohl die stereographische, wie auch die gnomonische Projektion verwendet werden. Es wird immer mehr oder minder persönliche Ansichtssache sein, welcher Methode der Vorrang gegeben wird. Im hiesigen Institut ist es seit einer Reihe von Jahren Gebrauch geworden, die stereographische Projektion zu benützen und besonders die Anleitung von *H. Tertsch* (1) heranzuziehen.

Über einige Tatsachen und Verfahrensweisen, die über den Rahmen der genannten Literaturstellen hinausgehen, sei im folgenden berichtet. Dabei wird auch die Wälzung von Projektionen angewendet, die gerade in der stereographischen Projektion unter Verwendung des *Wullff*schen Netzes so leicht auszuführen ist.

Das Kristallzeichnen aus einer gewälzten stereographischen Projektion.

Das übliche und auch von *H. Tertsch* beschriebene Zeichenverfahren zur Herstellung eines schiefen, parallelperspektivischen Bildes geht von der stereographischen Projektion eines Kopfbildes aus (1, S. 8/9). Die hier angewendete Bezeichnungsweise folgt *H. Tertsch,* l. c. Es muß dann nach der Wahl des Winkelpunktes und der zugehörigen zyklographischen Projektion der Zeichen-

ebene jeder Schnittpunkt einer Zone mit der Zeichenebene in den Grundkreis gewälzt werden. *H. Tertsch* erwähnt auch an derselben Stelle, daß statt diesem Vorgang von vornherein die gesamte stereographsiche Projektion so gewälzt werden kann, daß der Winkelpunkt in den Mittelpunkt der Projektion kommt. Dadurch läßt sich das schiefe Bild nun genau so einfach konstruieren, wie ein Kopfbild aus der Kopfprojektion. Es wird somit nur einmal, und zwar die gesamte stereographische Projektion, gewälzt, während bei der Konstruktion aus dem Kopfbild jeder gewünschte Schnittpunkt einer Zone mit der zyklographischen Projektion der Zeichenebene gewälzt wird.

Dieser von *H. Tertsch* (1) ausgesprochene Gedanke ist aber nicht weiter ausgeführt, da dieser hauptsächlich Methoden bespricht, die ganz allgemein *ohne* Verwendung des *Wulff*schen Netzes durchführbar sind, und scheint auch meines Wissens nur gelegentlich in der Literatur berücksichtigt worden zu sein (z. B. 2). Tatsächlich erweist sich die einmalige Wälzung der gesamten stereographischen Projektion als außerordentlich vorteilhaft, worauf im folgenden näher eingegangen werden soll.

1. Die Konstruktion eines schiefen Bildes aus dem Kopfbild umfaßt nach (1) folgende Konstruktionsvorgänge:

a) Bestimmung des Schnittpunktes der gewünschten Zone mit der zyklographischen Projektion der Zeichenebene; dazu wird wohl meistens die gesamte Zone aus Übersichtsgründen als Großkreis auszuzeichnen sein.

b) Übertragung des gefundenen Schnittpunktes durch Vermittlung von W in den Grundkreis (B′) mit Hilfe einer Geraden, die durch den Schnittpunkt (von Zone und Bildebene) und W bis an den Grundkreis zu legen ist.

c) Konstruktion einer Tangente im ermittelten Punkt im Grundkreis als Kantenrichtung.

Die Konstruktion aus dem gewälzten Bild (wobei W in den Mittelpunkt der Projektion kommt) umfaßt dagegen nur folgende Arbeitsgänge, die sich natürlich vollkommen mit den Vorgängen für die Konstruktion von Kopfbildern aus Kopfprojektionen decken (1, S. 3/4).

a) Konstruktion der gewünschten Zone als Großkreis.

b) Im Schnittpunkt dieser Zone mit dem Grundkreis ergibt die Tangente an den Grundkreis die gewünschte Kantenrichtung.

Besonders günstig ist die Verwendung eines drehbaren Wulffschen Netzes und Zeichnen auf durchsichtigem Papier. Wird nämlich unter dem durchsichtigen Zeichenpapier das Wulffsche Netz drehbar angebracht, etwa nach der Art wie das Schmidtsche

Netz in der Gefügeanalyse verwendet wird, so ist ein Auszeichnen der Zonen als Großkreise überhaupt nicht nötig. Es genügt, das Wulffsche Netz so lange zu drehen, bis die gewünschte Zone mit einem Großkreis zusammenfällt. Dann ist die Tangente an dem Schnittpunkt des Großkreises mit dem Grundkreis durch Anlegen eines Lineals (durch die beiden Polpunkte des Wulffschen Netzes und den Mittelpunkt) und eines rechtwinkeligen Dreieckes sofort, und ohne eine Konstruktionslinie zu ziehen, gegeben.

2. Ein weiterer Vorteil ergibt sich in dem Fall, daß nicht nur die Oberseite eines Kristalles, sondern auch die Unterseite zu zeichnen ist. Ist nämlich ein Kristall zu zeichnen, an dem beide Köpfe entwickelt sind, so ist in der Kopfprojektion nur der obere Kopf dargestellt. Zur Konstruktion des unteren Kopfes müssen die Gegenflächen konstruiert werden. Die Zeichnung solcher, eigentlich nicht in der Projektion gelegenen Flächen ist unter Umständen verwirrend.

Hat man dagegen die Projektion auf den Winkelpunkt als Mittelpunkt gewälzt, so sind *alle sichtbaren Flächen auch innerhalb des Grundkreises der Projektion*. Eine Konstruktion von Kanten mit nicht sichtbaren Flächen ist nur für die äußere Begrenzung des Kristalles notwendig und sehr häufig aus schon bestimmten Zonen möglich. Dagegen müssen bei Zeichnung aus der Kopfprojektion oft große Kristallteile, deren Polpunkte nicht in der ursprünglichen Projektion enthalten sind, konstruiert werden. Auf alle Fälle stellt die Zeichnung eines schiefen Kristallbildes aus der gewälzten Projektion geringere Anforderungen an das Vorstellungsvermögen des Zeichners.

3. Das Zeichnen von Zwillingen, Mehrlingen oder Kristallstöcken ist auch sehr einfach, wenn man in der gewälzten Projektion alle beteiligten Individuen in verschiedenen Signaturen einträgt (Abb. 4). Jedes Teilindividuum ist durch Konstruktion der Kantenrichtungen innerhalb von Flächenpolen derselben Signatur bestimmt. Die Verschneidungen zwischen zwei Individuen werden auf dieselbe Weise durch Verwendung von Flächenpolen zweier verschiedener Kristalle (Signaturen) gewonnen. In beiden Fällen kommt natürlich die oben beschriebene Konstruktion zur Anwendung.

Einen gewissen Nachteil bedeutet der ungewohnte Anblick einer Kristallprojektion, die auf den Winkelpunkt als Mittelpunkt der Projektion gewälzt wurde (Abb. 3). Dieser Nachteil ist aber nur dann gegeben, wenn tatsächlich alle möglichen Zonen, wie in Abb. 3, ausgezogen werden. Im allgemeinen wird das nicht zu machen sein, sondern es genügt, nur die wesentlichen Hauptzonen zu ziehen, wie in Abb. 4, wodurch auch die gewälzte Projektion übersichtlich er-

scheint. Die übrigen, zur Konstruktion notwendigen Zonen brauchen, wie oben ausgeführt, nicht gezeichnet zu werden, sondern können durch Anlegen des Großkreises mit Hilfe des drehbaren Wulffschen Netzes gefunden werden.

Die Vermessung scheinbarer Kantenlängen.

Das wohl allgemein geübte Verfahren, schiefe Kristallbilder zu zeichnen, benützt den Zusammenhang zwischen Kopfbild und schiefem Kristallbild durch Ordner, vgl. z. B. (1, 3). Danach ist also ein naturgetreues Kopfbild unumgänglich notwendig, das aus den vermessenen Zentraldistanzen oder aus den wirklichen Kantenlängen (bzw. Flächenbreiten) unter Berücksichtigung des jeweiligen Verkürzungsfaktors gewonnen werden kann.

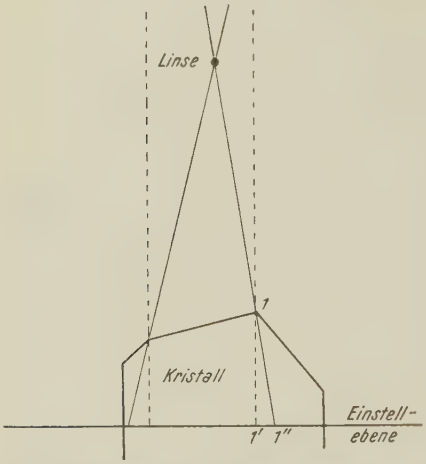


Abb. 1. Vergleich der Abbildung durch eine Linse und durch Parallelprojektion; 1′ ist die Abbildung der Ecke 1 in Parallelprojektion, 1″ ist die Abbildung der Ecke 1 durch die Linse.

Es liegt auch der Gedanke nahe, das kantenrichtige Bild direkt zu gewinnen, etwa in der Weise wie es von *Wallace* und *McNabb (4)* beschrieben wurde oder auch durch eine Photographie in einem Mikroskop bei kleinen Kristallen oder mit einer photographischen Kamera bei großen Kristallen. Allen diesen letztgenannten Methoden haftet aber gegenüber der orthogonalen Projektion, in der ja die Kristallzeichnung erfolgt, ein Fehler an: soweit eine Linse zur Abbildung verwendet wird, erfolgt die Projektion von einem Punkt aus und nicht durch parallele Strahlen. Folgende Skizze stellt die Verhältnisse übersichtlich dar (Abb. 1).

Daraus ist zu ersehen, daß nur unter gewissen Bedingungen die Abweichungen der Abbildung mit Hilfe einer Linse gegenüber der orthogonalen Projektion zu vernachlässigen sind, nämlich dann, wenn der Linsenabstand vom Kristall sehr groß ist und ferner dann, wenn der Kristall sich nicht hoch über die Bildebene erhebt. Aus dem bekannten Linsenabstand und der Erhebung jeder Ecke über der Bildebene läßt sich im besonderen Fall errechnen oder graphisch bestimmen, ob die „Verzerrung“ gegenüber der orthogonalen Projektion noch zulässig ist. *Wallace* und *McNabb* geben die obere

Grenze für ihre Apparatur durch die noch zulässige Kristallgröße an (4).

Als eine weitere Möglichkeit, die meines Wissens in der Literatur nicht bekannt ist, kommt noch eine Vermessung der *scheinbaren* Kantenlängen in Betracht. Das Prinzip ist folgendes: mit Hilfe eines Kreuztisches, der in einer Richtung eine Meßgenauigkeit von ein Hundertstelmillimeter hat, wird die zu messende Kante im Mikroskop ausgemessen, wobei der Kristall beliebig montiert sein kann, das heißt, die zu vermessende Kante nicht senkrecht zur Mikroskopachse zu stehen braucht, sondern auch schief dazu verlaufen kann.

Vermessung scheinbarer Kantenlängen für ein Kopfbild. Der zu vermessende Kristall wird auf dem Goniometer mit der Grundzonenachse parallel zur Goniometerkopfachse eingerichtet. Die hiefür anzuwendenden Methoden sind als Polarstellen bekannt und mehrfach beschrieben, z. B. (5, 6). Ist das geschehen, so wird der Goniometerkopf mit Kristall auf den Kreuztisch übertragen. Der Kreuztisch trägt eine Platte, in der der Goniometerkopf um seine Achse drehbar angebracht ist. Außerdem ist der Kreuztisch auf einem Mikroskop montiert. Es fällt also die Mikroskopachse mit der Goniometerkopfachse und der Grundzonenachse zusammen.

Nun kann einmal die Richtung des Kreuztisches, die eine Ausmessung auf ein Hundertstelmillimeter gestattet, einem Fadenkreuzbalken parallel gestellt werden. Das geschieht durch das Durchziehen eines markanten Punktes durch das Gesichtsfeld, wobei die Korrektur durch Drehen des Mikroskoptisches angebracht wird. In der endgültigen Stellung wird der Mikroskoptisch fixiert und bleibt durch die ganze Messung fest. Durch Drehen des Goniometerkopfes in der oben beschriebenen Platte kann jede zu vermessende Kante parallel dem Fadenkreuzbalken der parallel der Hundertstelmillimetereinteilung läuft, gebracht werden. Die dazu senkrechte Richtung des Kreuztisches benützt man dazu, um die Kante parallel zu sich selbst in die Mitte des Gesichtsfeldes zu verschieben. Die Vermessung selbst geschieht so, daß Anfang und Ende der Kante in den Mittelpunkt des Fadenkreuzes gebracht werden. Die Differenz der beiden Einstellungen ergibt die scheinbare Kantenlänge.

Steht die Kante nicht senkrecht, sondern schief zur Mikroskop- und Goniometerkopfachse, so ist die Höheneinstellung des Mikroskopes zu ändern. Da die mittleren Vergrößerungen der Mikroskope eine geringe Tiefenschärfe haben, ist die Einstellung recht genau möglich.

Bei dieser Art der Vermessung werden nur Zentralstrahlen des Mikroskopes verwendet, so daß die oben erwähnte Verzerrung hier

nicht auftritt. Im übrigen entspricht der ganze Vorgang einer Längenmessung mit einem Komparator.

Bei der praktischen Durchführung ist es zweckmäßig, eine der beiden Kristallflächen, die die Kante bilden, durch ein zusätzliches Lämpchen (z. B. eines Erzmikroskopes) zu beleuchten. Die Stellung dieses Lämpchens muß leicht veränderbar sein, um die Flächen, ihrer Lage entsprechend, in Spiegelstellung zu bekommen. Ebenso ist auf einen eventuellen Leergang der Mikrometerschraube zu achten, das heißt, an das Ende einer Kante darf kein Umkehrpunkt des Drehungssinnes der Mikrometerschraube fallen. Die Genauigkeit der Vermessung ist für steilstehende Kanten geringer als für Kanten, die senkrecht oder ungefähr senkrecht zur Mikroskopachse stehen, weil Anfang und Ende sehr schief stehender Kanten nicht so gut erkennbar sind.

Zur Kontrolle ist es günstig, nicht nur die Kanten, sondern auch die scheinbaren Breiten der Flächen zu vermessen. Dabei wird eine Kante einer Fläche als Basis eingestellt, das heißt, in den Fadenkreuzbalken, längs dem nicht vermessen wird. Dann verschiebt man in der Meßrichtung bis zur parallel gegenüberliegenden Kante. Man erhält so den scheinbaren Normalabstand der beiden Kanten dieser Fläche. Man kann natürlich auch von einer Kante aus den scheinbaren Normalabstand der gegenüberliegenden Ecke bestimmen, wenn gegenüber der Grundkante keine parallele Kante, sondern eine Ecke liegt.

Zur Apparatur ist noch zu bemerken, daß sich besonders die kleinen Goniometerköpfe eignen, wie sie für Röntgenaufnahmen verwendet werden. Ferner muß das Mikroskop einen sehr großen Abstand vom Objektiv zum Tisch ermöglichen. Gewöhnliche mineralogische Mikroskope haben diese Eigenschaft nicht, jedoch hat das hiesige Institut ein älteres Reichertsches Stativ und ein Leitzsches Erzmikroskop, die den erforderlichen großen Abstand Objektiv—Tisch aufweisen.

Die Konstruktion des Kopfbildes aus der stereographischen Projektion z. B. liefert die Kantenrichtungen. Die Kantenlängen können nun aus der Vermessung (nach Umrechnung mit einem Faktor, der eine entsprechende Größe der Zeichnung liefert) entnommen werden. Dabei ergeben sich neuerdings Kontrollmöglichkeiten, da nicht nur der Umriß des Kristalles sondern auch die einzelnen Flächen sich schließen müssen. Es scheint beinahe überflüssig zu sein, darauf hinzuweisen, daß schon vor der Vermessung der scheinbaren Kantenlängen der Kristall kristallographisch bekannt sein und eine entsprechende Faustskizze des Kopfbildes vorliegen muß.

In den Abb. 2 und 3 sind solche Kopfbilder nach der beschriebenen Methode ausgeführt. Die entsprechenden Zahlenwerte, in Hundertstelmillimetern, finden sich in den Tab. I und II. Bei den genannten Abb. 2 und 3 ist die stereographische Projektion der Kopfansicht nicht mit abgebildet. Der Baryt von Hüttenberg (Abb. 3) ist fast rundherum ausgebildet, weshalb zwei Kopfansichten gezeichnet wurden. Aus solchen Kopfbildern ist es nach der bekannten Methode der Ordner möglich, ein schiefes Bild mit richtigen Kantenlängen zu gewinnen, wie es auch in den Abb. 2 und 3 ausgeführt ist. Es muß nur noch die Länge jener Kanten bestimmt werden, die im Kopfbild zu Punkten degeneriert sind. Das schiefe Bild kann, wie im ersten Teil dieser Arbeit erörtert wurde, in vereinfachter Weise aus einer gewälzten Projektion konstruiert werden. Das gerade beschriebene Verfahren setzt aber immerhin eine Kopfprojektion und ein Kopfbild voraus. Das kann aber nach folgendem vermieden werden.

Die Vermessung der scheinbaren Kantenlängen für eine beliebige (schiefe) Kristallage ist nach der oben beschriebenen Methode genau so durchführbar. Ganz allgemein, das heißt, in allen Fällen, ist folgender Weg gangbar: der zu zeichnende, selbstverständlich kristallographisch bekannte Kristall wird unter dem Mikroskop oder Binokular in der gewünschten, also darstellungsmäßig günstigsten Ansicht auf dem Goniometerkopf mit Wachs montiert. Die Goniometerkopfachse fällt dann mit dem Pol des Winkelpunktes zusammen. Eine Faustskizze hält diese Ansicht fest. Nun wird der so montierte Kristall zweikreisig vermessen. Die stereographische Projektion enthält dann den Winkelpunkt im Mittelpunkt. Es gelten für die Zeichnung der Kantenrichtungen dieser schiefen Ansicht die im ersten Abschnitt ausgeführten Tatsachen und der Kristall kommt in orthogonaler Projektion in der Lage zur Abbildung, wie er auch im Mikroskop oder Binokular gesehen wird.

Die Abb. 4 ist in dieser Weise hergestellt.

Aus einer solchen Projektion ist die Lage des Winkelpunktes in bezug auf ein Kopfbild in sehr einfacher Weise mit Hilfe des Wulffschen Netzes graphisch abzulesen.

Der in dieser Lage montierte (goniometrisch vermessene und stereographisch projizierte) Kristall wird mit dem Goniometerkopf in der früher beschriebenen Weise auf dem Kreuztisch übertragen und die scheinbaren Kantenlängen werden, wie geschildert, vermessen. Somit sind für diese schiefe Lage die Kantenrichtungen und die scheinbaren Kantenlängen bekannt, woraus das kantenrichtige schiefe Bild konstruierbar ist. Als Kontrollen sind auch hier das Schließen des Gesamtumrisses, sowie der einzelnen Flächen

zu verwenden. Auch scheinbare Flächenbreiten sind in ähnlicher Weise, wie bei Kopfbildern zur Bestätigung heranzuziehen. Die Abb. 4 ist auch in dieser Hinsicht nach dem geschilderten Verfahren gezeichnet.

Gelegentlich dürfte es allerdings wünschenswert sein, einen Kristall von einem definierten Winkelpunkt aus zu zeichnen, wobei hier nur jener Fall behandelt wird, daß der Winkelpunkt in dem Bereich liegt, der von *H. Tertsch* (1) als günstig für „natürlich" wirkende Kristallbilder angegeben wird, das ist in Polarkoordinaten des Kopfbildes ausgedrückt: $\varphi = 70^0$ bis 80^0 und $\rho = 70^0$ bis 80^0.

Es besteht die Möglichkeit, an dem ungefähr in der richtigen Lage montierten Kristall so lange Korrekturen an den Wiegen des Goniometerkopfes vorzunehmen, bis die Koordinatenwerte der Flächen mit den Koordinaten einer, auf den gewünschten Winkelpunkt gewälzten Projektion (gewünschter Winkelpunkt in der Mitte der Projektion oder $\rho = 0^0$) übereinstimmt. Dieses Vorgehen ist aber sehr zeitraubend.

Prinzipiell kann auch folgendermaßen vorgegangen werden, wobei das unmittelbar Folgende auf nicht-trikline Kristalle beschränkt ist: es wird die Fläche (100) polar gestellt (5, 6), das heißt also normal zur Drehachse des Goniometerkopfes, wodurch [001] senkrecht zur genannten Drehachse kommt. Dann wird an den beiden Wiegen der gewünschte Winkelbetrag für den Winkelpunkt eingestellt. Dabei muß die Zone [001] parallel einer Wiege verlaufen. Dann ergibt die Betätigung dieser Wiege die Neigung von [001] nach vor und die Betätigung der dazu senkrechten Wiege die Neigung von links nach rechts um den gewünschten Winkelbetrag, in beiden Fällen gewöhnlich etwa 10^0 bis 20^0. Diese Aufgabe kann sehr leicht mit einem kombinierten Goniometerkopf erfolgen, dessen Bau in nachstehendem Schema dargestellt ist:

Oberer Goniometerkopf	zwei Wiegen
	Kreuzschlitten
	Achse (fixierbar)
Unterer Goniometerkopf	zwei Wiegen mit Gradeinteilung
	Kreuzschlitten
	Gesamtachse

Am Kreuzschlitten des oberen Goniometerkopfes ist, nach unten gerichtet, eine kurze Achse befestigt. Die obere Wiege des unteren Goniometerkopfes hat ein zylindrisches Loch (zur Aufnahme des Postamentes, an dem normalerweise der Kristall montiert ist). Die kurze Achse des oberen Goniometerkopfes paßt genau in das zylindrische Loch (des unteren Goniometerkopfes) und ist darin drehbar, kann aber mit einer Stellschraube fixiert werden. An dem

unteren Goniometerkopf ist nach unten die Gesamtachse fest angebracht, mit der die beiden kombinierten Goniometerköpfe am Goniometer bzw. Kreuzschlitten (für die Vermessung scheinbarer Kantenlängen) angebracht werden können.

Mit dieser Goniometerkopf-Kombination arbeitet man nach der nun zu beschreibenden Weise. Alle Wiegen und Kreuzschlitten sind auf Null gestellt. Von Hand aus wird der Kristall so eingerichtet, daß die Fläche (100) möglichst senkrecht zur Gesamtachse steht. Dieses Einrichten wird am Goniometer durch Justieren und Zentrieren, nur mit den Schrauben des oberen Goniometerkopfes, zu Ende geführt. Dann wird durch Drehen um die Achse zwischen oberem und unterem Goniometerkopf die Zonenachse [100] parallel einer der beiden Wiegen des unteren Goniometerkopfes gestellt und die kurze Achse in dieser Stellung fixiert. Erst jetzt werden die Wiegen des unteren Goniometerkopfes betätigt und mit Hilfe der an ihnen befindlichen Gradeinteilung der gewünschte Winkelpunkt eingestellt. Mit dem Kreuzschlitten des unteren Goniometerkopfes wird der Kristall neuerdings zentriert.

Es empfiehlt sich, zur Kontrolle wenigstens einige Flächen am zweikreisigen Goniometer in dieser Stellung auszumessen und mit einer, auf den gewünschten Winkelpunkt als Projektionsmittelpunkt gewälzten Projektion zu vergleichen.

Bei triklinen Kristallen ist aber nicht (100) mit dem oberen Goniometerkopf polar zu stellen, sondern die Richtung, deren Pol in der Zone [001] normal zu (010) steht. Die Durchführung dieser Aufgabe ist von *V. Goldschmidt* (6) beschrieben.

Ist in nicht triklinen Kristallen (100) vorhanden, so ist das Polarstellen besonders einfach. Ist aber (100) nicht vorhanden, so ist, wie bei triklinen Kristallen, nach den Vorschriften von *V. Goldschmidt* zu verfahren. Fehlt (100) und ist auch die Zone [001] überhaupt nicht entwickelt, so kann das Polarstellen der gewünschten Richtung (bei nicht-triklinen Kristallen die Richtung normal (100), bei triklinen Kristallen die Richtung, deren Pol in [001] normal zu (010) liegt) unter Umständen nur mit größeren Schwierigkeiten möglich sein. In diesem Fall wird man auf die oben beschriebene Methode des Aufkittens in einer darstellungsmäßig günstigen Lage zurückgreifen und den Winkelpunkt nachträglich graphisch bestimmen.

Beispiele:

Quarzkristall vom Erzberg, Steiermark. Dieser wasserklare Kristall hat die Dimensionen: 3 mm × 5 mm. Nach Identifizierung

der Flächen erfolgte die Montierung mit [0001] parallel der Goniometerkopfachse auf dem einkreisigen Goniometer und Übertragung auf den Kreuzschlitten des Meßmikroskopes. Dann wurden die scheinbaren Kantenlängen für diese Blickrichtung in der oben beschriebenen Weise bestimmt. Die Ergebnisse sind in der Tab. 1 in der ersten Kolonne verzeichnet. Daraus läßt sich das kantenrichtige Kopfbild konstruieren, wie es in Abb. 1 erscheint. Die zugehörige Kopfprojektion ist in dieser Abbildung nur durch die Prismenflächen angedeutet.

Für das schiefe Bild wurde ein Winkelpunkt mit den Koordinaten $\varphi = 80^0$ und $\rho = 81^0$ gewählt. Zur Einstellung dieses Winkelpunktes erfolgte als erster Schritt das Polarstellen von m_2 und durch die im vorigen Abschnitt geschilderte Betätigung der Wiegen des unteren Goniometerkopfes die Einstellung des Winkelpunktes (Drehung der einen Wiege um 10^0, der anderen Wiege um 9^0). Zur Kontrolle wurde diese Einstellung noch einmal zweikreisig vermessen und mit der aus dem Kopfbild um den entsprechenden Betrag gewälzten Projektion verglichen: beide waren für die geforderte Genauigkeit übereinstimmend.

Aus dieser Projektion konnte nach dem im ersten Abschnitt beschriebenen Verfahren das schiefe Bild gezeichnet und die Länge der Kanten durch Ziehen der Ordner bestimmt werden (graphische Bestimmung der scheinbaren Kantenlängen). Außerdem wurden für die erfolgte Einstellung des Kristalles die scheinbaren Kantenlängen auch gemessen. Die gemessenen und die graphisch bestimmten

Tab. 1. Quarz vom Erzberg, Steiermark.

Kante	scheinbare Kantenlängen			wirkliche Kantenlängen errechnet aus		Kante	scheinbare Kantenlängen			wirkliche Kantenlängen errechnet aus	
	Kopfb.	schiefes Bild		Kopfb.	sch.B.		Kopfb.	schiefes Bild		Kopfb.	sch.B.
	Mess.	Mess.	graph				Mess.	Mess.	graph.		
r_1/m_1	138	55	55	138	140	z_2/m_3	15	17	17	22,5	21,5
r_1/m_2	178	266	265	265	270	z_2/m_4	38,5	—	—	—	—
r_1/z_1	48	66	66	71	73	z_2/r_3	51,5	—	—	—	—
r_1/z_3	182	270	270	270	275	r_3/m_4	64,5	—	—	—	—
r_1/m_6	58	82	82	87	90	r_3/m_5	158	—	—	—	—
z_1/m_2	17,5	17	17	17,5	17,5	r_3/z_3	113,5	—	—	—	—
z_1/m_3	32	45	45	48	49	z_3/m_5	70	—	—	—	—
z_1/r_2	15,5	22	22	23	26	z_3/m_6	114,5	—	—	—	—
r_2/m_3	156,5	100,5	99	156,5	153						
r_2/z_2	38	56	58	57	56						

Alle Längenangaben in Hundertstelmillimetern.

Kantenlängen für das schiefe Bild erscheinen in der Tab. 1 in der zweiten und dritten Kolonne.

Als weitere Kontrolle wurden die wirklichen Kantenlängen aus den vermessenen scheinbaren Kantenlängen errechnet, was ja dann möglich ist, wenn die Neigung der Kante (= Zonenachse) zur Bild-

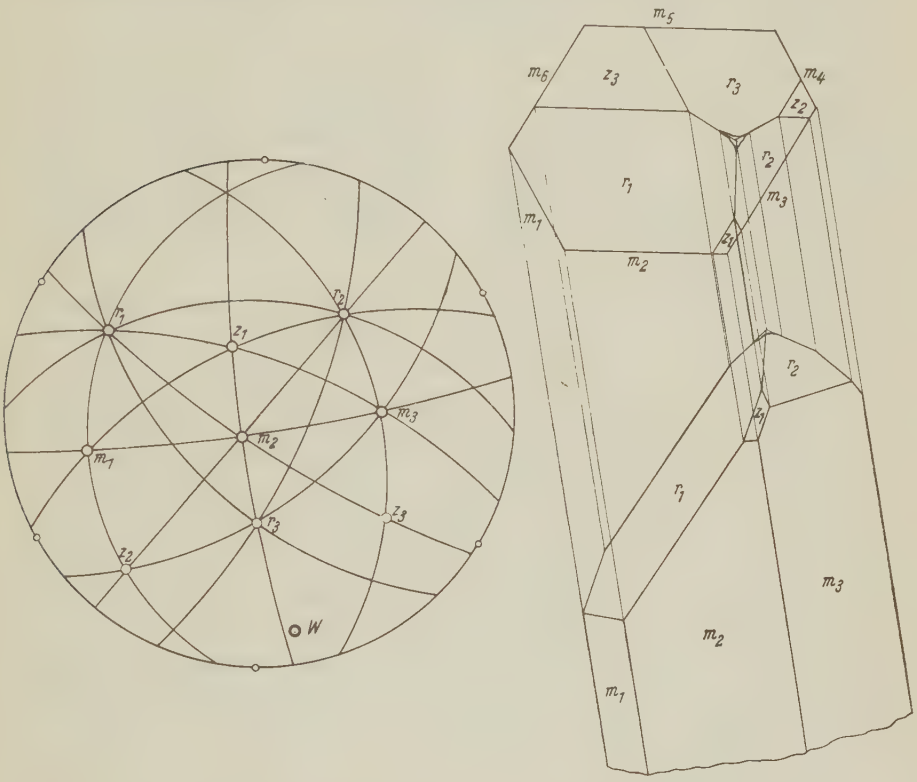


Abb. 2. Quarzkristall, Erzberg, Steiermark. Die stereographische Projektion enthält im Grundkreis die Prismenflächen, wie sie in der gewöhnlichen Kopfprojektion auftreten (kleine Ringe.) Als Winkelpunkt (W) für die schiefe Abbildung ist ein Punkt mit den Koordinaten (bezogen auf die Kopfprojektion) $\varphi = 80°$ und $\rho = 81°$ gewählt. Die Wälzung der Projektion, für diesen Winkelpunkt als Mittelpunkt der Projektion, ist durch die größeren Ringe dargestellt Das schiefe Bild ist direkt aus dieser Projektion gezeichnet. Die vollständige Kopfprojektion für das Kopfbild ist nicht mit abgebildet. Die Kantenlängen für das Kopfbild und das schiefe Bild sind nach dem im Text beschriebenen Verfahren gewonnen.

ebene bekannt ist, vgl. z. B. *H. Tertsch* (1), Verkürzungsfaktor. Die Bestimmung des Verkürzungsfaktors erfolgte graphisch. Die errechneten wirklichen Kantenlängen sind in der Tab. 1 in Kolonne 4 und 5 angeführt.

Daß die Genauigkeit der Vermessung sehr stark von der Güte der Kanten und Ecken abhängt, ist noch zu bemerken. Auch bei diesem

ausgesuchten Material läßt die Schärfe der Kanten und Ecken zu wünschen übrig. Bei den errechneten wirklichen Kantenlängen geht auch noch der Fehler der graphischen Ablesung des Verkürzungsfaktors mit ein.

Während die Behandlung des Quarzes nur das Grundsätzliche zeigt, ist im nächsten Fall der volle Vorteil einer Zeichnung aus einer gewälzten Projektion zu ersehen, da hier auch die Unterseite zu zeichnen ist.

Baryt von Hüttenberg, Kärnten. Der Kristall stammt von einer Stufe, die mir seinerzeit Kristalle für die Beschreibung Hüttenberger Baryte lieferte (7). Der Kristall ist farblos, stark verzerrt und fast rundherum ausgebildet. Er saß nur mit einer kleinen Stelle auf der Unterlage auf (Bruchstelle in der Zeichnung). Ausmaße: 1,3 mm × × 0,8 mm × 0,5 mm.

Zuerst mußten durch eine Vermessung die Flächen identifiziert werden. Die Kopfbilder sind genau so gewonnen, wie früher bei Quarz beschrieben: jeweils Einrichtung von [001] in die Goniometerkopfachse am einkreisigen Goniometer und Ausmessung der scheinbaren Kantenlängen für diese beiden Richtungen. Das Resultat dieser Längenmessungen steht in Tab. 2, Kolonne 1.

Daraus sind die beiden kantenrichtigen Kopfbilder zu zeichnen (Abb. 2). Die entsprechende Kopfprojektion ist in der Abbildung weggelassen. Als Winkelpunkt für die schiefe Zeichnung sind die Koordinaten $\varphi = 80^0$ und $\rho = 78^0$ gewählt worden. Das Polarstellen der nicht vorhandenen Fläche (100) ist hier am einkreisigen Goniometer durch die Zone [100] möglich. Durch Betätigung der Wiegen des unteren Goniometerkopfes kann der Winkelpunkt eingestellt werden. Danach ist die Einstellung am zweikreisigen Goniometer kontrolliert.

Das schiefe Bild ist aus der gewälzten Projektion gezeichnet, die notwendigen Zonen sind hier ausgezeichnet, was aber, wie erwähnt, für die Zeichnung nicht erforderlich ist.

Auch hier ist die scheinbare Länge der Kanten des schiefen Bildes in zweifacher Weise bestimmt: durch die Ordner und durch eine Vermessung mit dem Kreuztisch. Die Resultate sind in Kolonne 2 und 3 der Tab. 2 angeführt. Kolonne 4 und 5 enthält die errechneten wirklichen Kantenlängen, die so, wie beim vorigen Beispiel, mit Hilfe des graphisch bestimmten Verkürzungsfaktors gefunden sind. Auf diese Weise sind die Längenbestimmungen mehrfach kontrolliert und geben auch Aufschluß über die zu erreichende Genauigkeit, die ein bis zwei Hundertstelmillimeter beträgt.

Tab. 2. Baryt von Hüttenberg.

Kante	scheinbare Kantenlängen Kopfb.	schiefes Bild		wirkliche Kantenlängen errechnet aus		Kante	scheinbare Kantenlängen Kopfb.	schiefes Bild		wirkliche Kantenlängen errechnet aus	
	Mess.	Mess.	graph.	Kopfb.	sch.B.		Mess.	Mess.	graph.	Kopfb.	sch. B.
d_1/d_3	105	103	102,5	105	104	z_3/m_1	58,5	—	—	—	—
d_1/m_3	2,5	3	3	3	3,5	z_3/d_2	11	—	—	—	—
d_1/z_1	22	22	23	26,5	25,5	d_3/m_3	4	3	3,5	4,5	3,5
d_1/o_1	22	19,5	20	26,5	25	d_3/z_6	14,5	12,5	12,5	17,5	18,5
d_1/c_1	96	94,5	94,5	96	95,5	d_3/o_3	7	5	5,5	8,5	10
d_1/o_2	32	33	34,5	38,5	38	d_3/c_2	118,5	117	116,5	118,5	118
d_1/z_4	11,5	11	11,5	14	14	d_3/b_1	10,5	6,5	7	13,5	14
z_1/m_3	19	14	16	19	16	d_3/z_8	8,5	6	5,5	10,5	12
z_1/χ_1	7,5	10	10	10,5	11	d_3/m_2	3	4,5	3,5	3,5	5
z_1/o_1	6	10	10	10,5	11	z_6/m_3	18	14	15	18	16
o_1/χ_1	2,5	1	1,5	3	2	z_6/o_3	6	9,5	10	10	10
o_1/b_2	8	2	2	8	8	z_6/χ_1	2	2	2	3	3
o_1/χ_2	11,5	8	7,5	13	12,5	o_3/χ_1	9	6	6	10	8
o_1/m_4	10,5	12,5	14	15	13,5	o_3/b_2	7,5	2	2	7,5	8
o_1/z_2	5,5	10	10	9	10	o_3/χ_2	7,5	—	—	—	—
o_1/c_1	7,5	2,5	2,5	7,5	9,5	o_3/z_7	4,5	—	—	—	—
c_1/z_2	37,5	26	26	37,5	39	o_3/d_4	10	—	—	—	—
c_1/d_2	33	33	32,5	33	32,5	o_3/c_2	6,5	—	—	—	—
c_1/z_3	43	36	36,5	43	41,5	c_2/z_5	19	—	—	—	—
c_1/o_2	4.5	1,5	2	4,5	6	c_2/b_1	3	—	—	—	—
o_2/z_3	5,5	—	—	—	—	z_7/χ_2	3,5	—	—	—	—
$o_2\ m_1$	16	—	—	—	—	z_5/d_4	23,5	—	—	—	—
o_2/b_1	23	—	—	—	—	z_5/m_1	34,5	—	—	—	—
o_2/z_4	1	2	1	1,5	2	z_5/b_1	7,5	—	—	—	—
z_4/b_1	3	8,5	9,5	5,5	9	z_8/b_1	5	5	5,5	9	7
z_4/m_2	9	6,5	6,5	9	9,5	z_8/m_2	5	4	4	5	6
						m_2/b_1	—	2	2	—	—
						b_2/χ_2	—	8,5	8,5	—	—
						b_2/χ_1	—	8,5	8,5	—	—
						m_3/χ_1	—	3	3	—	—

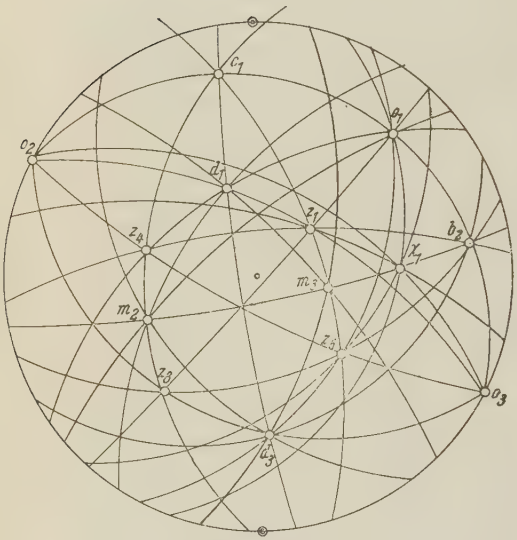
Alle Längenangaben in Hundertstelmillimetern.

Grundsätzlich ist es nun möglich, auf die Kopfprojektion überhaupt zu verzichten. Das wird an folgendem Beispiel gezeigt, das auch gleichzeitig die Behandlung eines Zwillings bringt.

Pyrit, Zwilling nach (110), Erzberg Steiermark?. Der Fundpunkt ist nicht ganz sicher, da sich das Stück ohne Inventarnachweis in der Institutssammlung befindet. Der Zwilling war ursprünglich in einem Tonschiefer eingewachsen. In dieser Ausbildung und Paragenese ist Pyrit vom Erzberg bekannt. Der Durchmesser des Kristallkornes beträgt etwa 3 mm.

In diesem Fall ist kein Kopfbild vermessen und gezeichnet, sondern der Kristall wurde gleich auf dem Goniometerkopf in einer darstellungsmäßig günstigen Lage unter dem Binokular montiert. Dann erfolgte die Vermessung am zweikreisigen Goniometer, wobei sich als Winkelpunkt nachträglich $\varphi = 81^0$ und $\rho = 84^0$ ergab. Dieser Winkelpunkt liegt in der Mitte der stereographischen Projektion.

In der Abb. 4 ist diese Projektion wiedergegeben, wie sie ver-



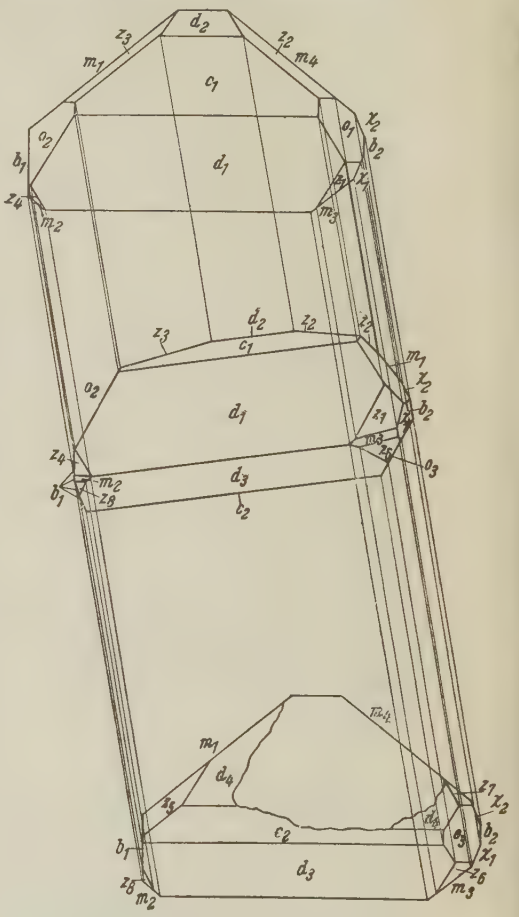


Abb. 3. Baryt, Hüttenberg, Kärnten. In der stereographischen Projektion ist die Lage festgehalten, bei der der Winkelpunkt mit den Koordinaten $\varphi = 80^0$ $\rho = 78^0$ (bezogen auf das Kopfbild) in den Mittelpunkt der Projektion zu liegen kommt. Die doppelten Kreise geben die Lage von (100) vor der Wälzung, also für die Kopfprojektion, an. Das schiefe Bild ist direkt aus der stereographischen Projektion gezeichnet. Die Kopfprojektion für die Zeichnung der Kopfbilder ist nicht gezeichnet. Die Kantenlängen für die Kopfbilder und das schiefe Bild sind nach dem im Text beschriebenen Verfahren gewonnen.

messen wurde, also auch mit den Abweichungen von der idealen Lage der Flächen. Die Abweichungen sind durch Flächenkrümmung bedingt.

Nach der Vermessung am Goniometer wurden, in derselben Lage des Kristalles, die scheinbaren Kantenlängen nach der beschriebenen Methode bestimmt. Die Tabelle 3 enthält diese Werte, wobei die Kanten in beliebiger Reihenfolge numeriert sind. Unter Benützung dieser scheinbaren Kantenlängen ist das schiefe Bild aus der Pro-

jektion gezeichnet. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß dieses Beispiel zeigt, wie einfach ein Zwilling, an dem außerdem noch der untere Teil zu sehen ist, aus einer auf den Winkelpunkt gewälzten Projektion gezeichnet werden kann.

Der Zeitaufwand, der zur Vermessung der scheinbaren Kantenlängen für jede einzelne Lage des Barytes oder für die Pyritkanten benötigt wird, beträgt immerhin einige Stunden.

Tab. 3. Pyritzwilling nach (110), Erzberg Steiermark?

Kante	Kantenlänge	Kante	Kantenlänge	Kante	Kantenlänge
1	90,5	18	115	35	110,5
2	44	19	66	36	116,5
3	10	20	36	37	137,5
4	34	21	36	38	117
5	25	22	54,5	39	21,5
6	36	23	67	40	70
7	67	24	40	41	78
8	45	25	20	42	166,7
9	125,5	26	70	43	72
10	94	27	39	44	20
11	109	28	86,5	45	150
12	29	29	60,5	46	12,5
13	92	30	23	47	14
14	80	31	14	48	78
15	117	32	9	49	79,5
16	93	33	102	50	70
17	10	34	215		

Alle Längenangaben in Hundertstelmillimetern.

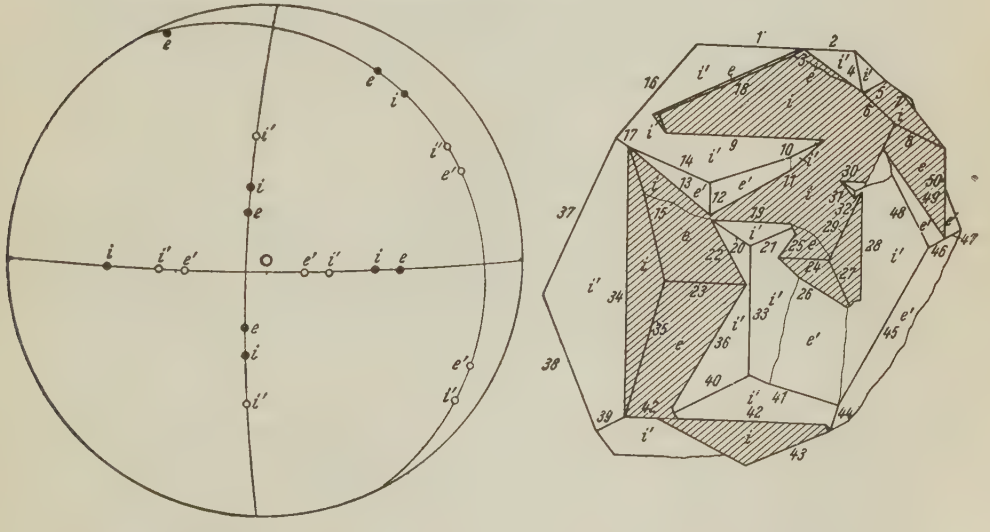


Abb. 4. Pyrit, Erzberg, Steiermark. Die stereographische Projektion ist das Ergebnis einer Vermessung des Zwillings, der in der gewünschten Lage auf dem Goniometerkopf montiert war. Als Koordinaten des Winkelpunktes (bezogen auf die Kopfprojektion) lassen sich graphisch ablesen $\varphi = 81°$ und $\rho = 84°$. Die Kantenlängen sind nach der im Text beschriebenen Methode vermessen.

Zusammenfassung.

Das Kristallzeichnen aus stereographischen Projektionen, deren Mittelpunkt mit dem Winkelpunkt zusammenfällt, ist leichter und übersichtlicher durchzuführen als aus Kopfbildern. Besonders dann ist das der Fall, wenn auch die „Unterseite" (bezogen auf das Kopfbild, das gewöhnlich zur Kristallzeichnung benützt wird) oder wenn Zwillinge oder Kristallstöcke dargestellt werden sollen. Die stereographische Projektion eignet sich besonders für ein solches Verfahren, da eine Wälzung in dieser Projektionsart sich sehr einfach gestaltet.

Die Vermessung von scheinbaren Kantenlängen mit Hilfe eines Kreuztisches unter dem Mikroskop gestattet es, kantenrichtige, das heißt,, porträtgetreue Kristallbilder zu zeichnen, ohne daß Zentraldistanzen vermessen werden.

Das beschriebene Verfahren eignet sich, mit den angeführten Hilfsmitteln durchgeführt, vorwiegend für Kristalle mit Dimensionen von etwa 0,5 mm bis 3 oder 4 mm, die ja auch für Kristallvermessungen bevorzugt werden. Durch Anwendung eines weniger stark vergrößernden Mikroskopes und eines Kreuztisches mit Zehntelmillimeter Meßgenauigkeit lassen sich auch größere Kristalle vermessen.

Bei Verwendung eines Kreuztisches, der in beiden Richtungen eine Meßgenauigkeit von ein Hundertstelmillimeter hat, könnte auf die Vermessung von Kantenlängen verzichtet werden, da es dann genügen würde, jede Ecke einzustellen und somit ihre rechtwinkeligen Koordinaten zu bestimmen. Allerdings müßte der Kreuztisch dann vollkommen ohne Leergang arbeiten, was kaum zu erreichen ist.

Literatur.

1. *Tertsch, H.,* Das Kristallzeichnen auf Grundlage der stereographischen Projektion. Springer, Wien, 1935. — 2. *Eskola, P.,* Kristalle und Gesteine, Springer, Wien, 1946. — 3. *Boeke, H. E.,* Die Anwendung der stereographischen Projektion bei kristallographischen Untersuchungen. Borntraeger, Berlin, 1911. — 4. *Wallace, M.,* und *J. M. McNabb,* Amer. Min. *18* (1933), 14. — 5. *Goldschmidt, V.,* Z. Krist. *24* (1895), 610. — 6. *Goldschmidt, V., H. Himmel* und *K. Müller,* Kursus der Kristallometrie, Borntraeger, Berlin, 1934. — 7. *Heritsch, H.,* Carinthia II, Klagenfurt, 1935.

Bemerkungen zum Problem der Pyramidendruckhärte (Vickers-Methode).

Von

H. Tertsch, Wien.

(Eingelangt am 29. März 1950.)

Wohl das undurchsichtigste aller kristallographischen Probleme ist das der *Härte*. Es ist traurig und beschämend, daß wir trotz jahrhundertlangen Bemühungen heute kaum wesentlich über die schon am Ende des 17. Jahrhunderts von *Chr. Huyghens* am Kalkspat gemachten Erfahrungen hinausgekommen sind. Schon dessen Versuch, die Härteanisotropie auf der Spaltfläche des Kalkspates entlang der kurzen Diagonale durch seine „Fischschuppentheorie" zu deuten, ließ erkennen, daß es sich hiebei gar nicht um eine *einfache*, physikalisch wohldefinierbare Erscheinung handelt, sondern ein Phänomen vorliegt, das in der kompliziertesten Weise mit anderen Festigkeitserscheinungen (Spaltbarkeit, Elastizität, Plastizität) im engsten Zusammenhang steht, ohne daß es bisher gelungen wäre, eine allseits befriedigende Erklärung der tatsächlich beobachteten Erscheinungen zu geben. Es zeigte sich dabei, daß z. B. der so wahrscheinlich klingende Deutungsversuch *Huyghens'* für die Härteanisotropie am Kalkspat durchaus nicht hinreicht, das Phänomen zu klären, denn der in Struktur und Spaltbarkeit ganz gleichartig gebaute Dolomit zeigt ein geradezu entgegengesetztes Verhalten.

Es ist darum sehr verständlich, daß man sich ziemlich bald von der „Ritz-, oder Schleif-, oder Bohrmethode" unabhängig zu machen suchte, da man rasch erkannte, in diesen Härteprüfmethoden lägen gleichzeitig zwei Probleme vor, jenes vom *Eindringen* einer Spitze in die Oberfläche des Prüfkörpers und jenes von der *Scherfestigkeit* bei einer seitlichen (auch rotierenden) Bewegung. In der neueren Zeit zieht man es daher vor (besonders von Seiten der Technik), statt auf die sogenannten „dynamischen" Härteprüfmethoden sich auf „statische" Methoden [1] zu stützen, bei denen scheinbar *nur der Widerstand gegen den Eindruck* wirksam sein kann. *H. Hertz* war es, der zuerst die *Eindruckshärte* physikalisch theoretisch und praktisch

[1] Bezüglich der sehr verschiedenen Methoden, dem Härteproblem beizukommen, vgl. *H. Tertsch:* Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle, Springer-Verlag, Wien, 1949, worin auch die zugehörigen Literaturangaben zu finden sind.

zu bestimmen und zu deuten versuchte, Bemühungen, die von *F. Auerbach* dann weiter ausgebaut wurden. In der Praxis hat sich das „Kugeldruckverfahren" auch in der von *Brinell* entwickelten Form nicht in der erhofften Weise bewährt, da die Auswertung der erzielten Eindrücke recht umständlich ist. Bessere Erfolge erzielte man mit dem „Kegeldruckverfahren" und vor allem mit der „Pyramidendruckmethode", weil in diesen Fällen zwischen Eindrucksgröße und -Form und den verwendeten Drucken einfache Beziehungen zu bestehen — schienen.

Die genauere theoretische und praktische Durcharbeitung dieser *Eindruckshärte*-Prüfmethoden, wie wir sie besonders *E. Meyer* verdanken, ließen aber erkennen, daß auch die so einfach erscheinende Härteprüfung durch Beobachtung des Eindruckes ein durchaus *komplexes* Phänomen ist, ja daß sich hiebei neue Fragen ergeben, deren Lösung gesucht werden muß, soll das ganze Härteproblem aus dem bisherigen Zustand einer empirischen Registrierung in jenen eines klaren, physikalischen Verständnisses gebracht werden.

Dabei ergab sich, daß nicht nur die Beziehungen zwischen Druck und Eindrucksgröße durchaus nicht einfach und gar nicht linear sind [1], sondern daß auch bei diesen Eindrucksmethoden die *seitlichen Verschiebungen* durchaus *nicht völlig ausgeschaltet sind.* Sowohl *E. Meyer,* wie *W. Späth* machen auf die Wulstbildungen und „Fließzonen" aufmerksam, die sich bei allen Eindrucksverfahren einstellen und die, wenn auch in bescheidenem Maße, so doch unzweideutig beweisen, daß wesentliche Verschiebungen im strukturellen Aufbau auch bei diesen angeblich statischen Methoden eintreten und daß demnach die Hoffnung, das Härteproblem grundsätzlich zu vereinfachen (verglichen mit den dynamischen Methoden), leider nicht erfüllt wurde.

Es ist klar, daß das Eindringen eines Prüfkörpers, gleichgültig von welcher Gestalt, den Innenbau des Kristalles an den gepreßten Stellen wesentlich verändern muß. Ein „Eindringen" ist unmöglich, wenn keine *„Ausweichmöglichkeit"* für die Kristallbausteine besteht. „Ausweichen" heißt aber ein ziemlich kräftiger Platzwandel, der wieder abhängig sein muß von dem Feinbau des Kristalles. Daraus folgt, daß auch die *Eindruckshärtemethoden* Ergebnisse liefern müssen, die wesentlich von der Kristallsymmetrie abhängig sind, d. h., daß auch solche Bestimmungen Anisotropie verraten müssen. Das zeigte sich schon bei den ersten Versuchen von *H. Hertz* und hat sich seither immer wieder bestätigt.

[1] *E. Meyer* formuliert die Beziehung: $P = a \cdot d^n$, wobei P den Druck, d den Eindruckdurchmesser bedeuten und a bzw. n zwei für den geprüften Stoff kennzeichnende Konstanten sind.

Eigentlich erscheint es ganz widersinnig, daß ein Eindruck *senkrecht* zu einer Kristallfläche, *in* der Fläche selbst Anisotropieerscheinungen auslöst, da ja die Richtung des Druckes, die Flächennormale, kristallographisch ganz *eindeutig* ist. Man hatte sich vorgestellt, daß es zwar möglich, sogar wahrscheinlich sein würde, dem Kristallbau entsprechend auf *verschiedenen* Kristallflächen *verschiedene Eindruckshärten* zu beobachten, es erscheint aber ganz unerklärlich, daß auf einer einzelnen Fläche ein senkrecht zu ihr verlaufender Druck richtungsabhängige Eindrücke liefern solle.

Nun mehrten sich aber die Beobachtungen, die an einer Anisotropie der Eindrucksfigur nicht mehr zweifeln ließen. Schon bei dem Kugeldruckverfahren haben z. B. *F. Rinne* und *W. Riezler* (1930) an den Würfelflächen des Steinsalzes Eindrücke erhalten, die nicht kreisförmig waren, sondern quadratisch mit sehr stark abgerundeten Ecken. Ähnliche Erfahrungen machten *J. Engel* und *G. Heidtkamp* (1935) mit dem Kegeldruckverfahren an Kupferkristallen, wobei die Eindrücke auf den Flächen (100), (101), (111) wieder eine streng mit der Flächensymmetrie übereinstimmende „Verzerrung" des ursprünglichen Kreises zeigten.

Wenn auch die anisotropen Veränderungen der Kreislinie des Eindruckes qualitativ unleugbar festgestellt werden konnten, bereitete doch die quantitative, die messende Behandlung bedeutende Schwierigkeiten. Demgegenüber ist die von *Vickers* ausgearbeitete *Pyramidendruckmethode* den Messungen viel zugänglicher und wird seither fast ausschließlich für solche Zwecke verwendet.

Es handelt sich um das Einpressen einer tetragonal zugeschliffenen Diamantpyramide mit gewöhnlich 136° Neigungswinkel, die bei amorphen Körpern einen quadratischen Eindruck liefert, mit „Diagonalen", die den Spuren der eingedrückten Pyramidenkanten entsprechen. Dadurch, daß im Normalfall *geradlinige* Umrißlinien und Kantenspuren der Messung zugeführt werden können, gewinnt die Messung sehr bedeutend an Genauigkeit, besonders im *Mikro*-Verfahren.

Schon die 1941 von *F. Schulz* und *H. Hanemann* mit der *Vickers*-Methode an einem *Zeiss*'schen Mikrohärteprüfgerät gewonnenen Erfahrungen bei der Untersuchung von Antimonkristallen zeigten, daß recht auffällige, von dem Feinbau des Kristalles bzw. der untersuchten Kristallfläche abhängige *Verzerrungen* des Eindruckes zu beobachten sind.

Auch die sehr eingehenden, arbeitsmethodischen Untersuchungen von *R. Mitsche* und *E. M. Onitsch* [1], die sich auf Minerale erstrecken, gaben mehrfach Gelegenheit, solche anisotrope Verzerrungen der

[1] Von den mehrfachen einschlägigen Arbeiten dieser Forscher sei besonders jene in „Mikroskopie" *3* (1948), 257, hervorgehoben, worin das Grundsätzliche der Arbeitsweise dargestellt und die nötigen Literaturhinweise gegeben werden.

Eindrücke zu beobachten. Diese Wahrnehmungen konnten in einer systematisch durchgeführten Untersuchungsreihe an den Flächen $(10\bar{1}1)$, $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$ und (0001) des Kalkspates in allen Einzelheiten bestätigt bzw. weitergeführt werden [1] und führten zu einer doppelten Problemstellung: 1. Handelt es sich bei den Verzerrungen um deutliche, anisotrope Einflüsse des Kristallbaues, oder um zufällige, durch Baufehler hervorgerufene Erscheinungen? 2. Auf welcher kristallphysikalischen Grundlage können solche anisotrope Verzerrungen zustande kommen?

Durch alle bisherigen Beobachtungen und Meßversuche ist die erste dieser Fragen schon im Sinne einer tatsächlichen Einflußnahme der Kristallstruktur und -Symmetrie auf Art und Grad der „Verzerrungen" beantwortet. Übereinstimmend ergaben alle diesbezüglichen Versuche, daß die Eindrucksfiguren bei allen Prüflasten für die gleiche Orientierung der *Vickers*-Pyramide gegen die geprüfte Fläche durchaus ähnlich und in der Art ihrer Verzerrung (Form) gleich sind. In manchen Fällen ist die Verzerrung sehr auffallend, in anderen Fällen unterscheidet sie sich nur sehr wenig von dem Normaleindruck; wo sie aber erkennbar ist, gehorcht sie immer den Forderungen der Flächensymmetrie.

Auf der Spaltfläche des Kalkspates z. B. sieht man zwei sehr bezeichnende Verzerrungsformen des *Vickers-Eindruckes*. Wenn die „Diagonalen" der *Vickers*-Pyramide parallel und senkrecht zum Hauptschnitt liegen, erhält man immer ein deutliches *Deltoid*, den kürzesten Kanteneindruck der Polecke zugekehrt. Orientiert man dagegen die Diagonalen so, daß sie mit dem Hauptschnitt 45° bilden, dann sieht man als Eindrucksfigur ein gleichschenkeliges *Trapez*, dessen längere Parallelseite aufwärts gekehrt ist. Auf jeden Fall ist die Beziehung zu der einzigen, durch die Fläche laufenden Symmetrieebene unleugbar [2]. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei der Prismenfläche $(10\bar{1}0)$, während bei dem verwendeten Prisma $(11\bar{2}0)$ sich der Eindruck zu einem Rechteck verzerrt, wenn man versucht, die Diagonalen unter 45° zu der Kante $[(11\bar{2}0)—(10\bar{1}1)]$ einzustellen.

Auch die Bestimmung der Fehlergröße bei der Durchmessung der einzelnen Eindrücke ergab in allen Fällen, daß diese weit hinter den tatsächlichen Längenunterschieden der gemessenen Kantenspuren zurückblieben. Auch im schlimmsten Falle griffen die beobachteten Maßzahlen der verschiedenen Richtungen niemals ineinander, sondern blieben streng gesondert.

Leider liegen bezüglich der zweiten Frage die Verhältnisse ganz anders und sehr ungünstig. So unbestreitbar die Tatsache der anisotropen Verzerrung des *Vickers*-Eindruckes ist, so wenig weiß man diese bisher zu deuten. Ja man ist noch nicht einmal ganz klar darüber, *was* wir eigentlich in und mit diesen Eindrücken messen.

Betrachtet man die erwähnten deltoidischen und trapezartigen Verzerrungen, dann kann man zu der Vorstellung kommen, die Ein-

[1] *H. Tertsch*, „Mikroskopie" 5 (1950), 172.

[2] Einzelheiten siehe bei *H. Tertsch* a. a. O.

drücke erfolgten eben nicht senkrecht, sondern schräg zur untersuchten Fläche. Das widerspricht aber den tatsächlichen Versuchsbedingungen, denn es wurde mit allen Mitteln dafür gesorgt, daß die Eindrucksrichtung wirklich *normal* zur gedrückten Fläche verläuft [1].

Ganz unverständlich wird aber die Angelegenheit, wenn man einen *rechteckigen*, oder gar *rhomboidischen* Eindruck erzielt. In diesem Falle können die Kantenspuren gleich lang sein (im Rechteck), aber sie sind nicht mehr senkrecht aufeinander. Es gibt keine schiefe Druckrichtung, die zu einem solchen Ergebnis führen könnte. Wie ist es daher mechanisch möglich, daß eine quadratische Pyramide beim Einpressen in der Richtung der vierzähligen Deckachse dieser Pyramide solche verzerrte Eindrücke hinterlassen kann? Derzeit fehlt noch eine befriedigende Antwort auf diese Frage und doch scheint gerade hierin die Lösung der Härtefrage zu liegen und es wird notwendig sein, ihr ganz besondere Aufmerksamkeit zu widmen.

Zunächst ist zu beachten, daß die Spuren der Pyramidenkanten, die „Diagonalen", nicht durch ein Einpressen senkrecht zur Kristallfläche entstehen. Die Druckrichtung nach der Hauptachse der *Vickers*-Pyramide muß sich den Gesetzen der Mechanik gemäß für jede Kante (und Fläche) in zwei Komponenten zerlegen. Eine Kante kann nämlich beim Einpressen nur zwei Bewegungen ausführen, einmal Verschiebung in sich selbst und dann das Verschieben

[1] Es ist unleugbar, daß eine auch nur wenig schiefe Auflagerung der Fläche auf dem Objekttisch den Eindruck nicht mehr normal zur Fläche durchführen ließe und daß hiebei die Pyramidenkanten *verschiedene* Neigungen gegen die Fläche und damit auch verschieden lange Eindrucksspuren hinterlassen müssen. Es muß daher sorgfältigst auf eine vollkommen ebene Auflagerung der zu prüfenden Fläche geachtet werden, d. h. es können nur ganz *ebene* und *glatte* Flächen der Prüfung unterzogen werden. Damit scheiden aber praktisch alle natürlichen Kristallflächen und selbst ausgezeichnete Spaltflächen aus, da keine genügend große, natürliche Fläche von kleinen Stufenbildungen (oder auch Vizinalen) ganz frei ist. So wird man auch bei Mineralen, wie in der Metallkunde von jeher, mit orientiert *angeschliffenen und sorgfältigst polierten* Flächen arbeiten.

Es soll dabei nicht verschwiegen werden, daß man schon seit *Beilby* und *Finch* (1937) genau weiß, es würden die äußersten Schichten eines Kristalles durch Schleifen und vor allem durch Polieren nicht unwesentlich verändert. *Rayleigh* spricht von „Verschmieren" der Oberfläche. Tatsächlich konnten röntgenographisch Veränderungen im Bau der äußersten Netzebenen festgestellt werden, was sich natürlich auch auf die Härte auswirken wird. Wenn man aber berücksichtigt, daß diese Oberflächenänderung nur einige hundert Netzebenen dick ist, der kleinste nach μ gemessene Eindruck aber tausend und mehr Netzebenen erfaßt, durchstößt, verschiebt, so kann man wohl die durch das Polieren verursuchten Änderungen in der Struktur im Verhältnis zu den groben *Vickers*-Eindrücken vernachlässigen.

parallel zu sich selbst in einer Richtung, die *senkrecht zur Kante* liegt. Der angewendete Druck als „Resultierende" zerlegt sich demnach in die beiden Komponenten parallel und senkrecht zur Kante (Fläche), wobei bezüglich des Einpressens nur letzterer von praktischer Bedeutung ist. Da die gegenüberliegenden Kanten bei der *Vickers*-Pyramide (136° Neigungswinkel) einen Winkel von rund 150° bilden, erfährt jede dieser Kanten beim Einpressen der Pyramide einen Druck, der um 15° von der Pyramidenachse abweicht.

Der angewendete Druck verläuft also für *jede* Kante (und Fläche) der Pyramide *schief* zur Flächennormale.

Damit ist aber die Möglichkeit einer, der Symmetrie der Fläche entsprechenden, anisotropen Verzerrung gegeben. Nur beziehen sich diese Verzerrungen *nicht* auf Richtungen *innerhalb* dieser Fläche, sondern dort sieht man nur die Normalprojektionen der in Wirklichkeit um 75° zur Fläche geneigten Druckrichtungen. Es sind also sehr steil zur Fläche gelegene Richtungen, deren Anisotropie sich damit verrät und es ist durchaus unzulässig, den *in* der Fläche liegenden Spurenprojektionen einen kristallphysikalischen Wert beizulegen.

Darin unterscheidet sich die Anisotropie der *Vickers*-Härte scharf von den bekannten, anisotropen Erscheinungen der *Ritz-* oder *Schleif*härte und verwandter Prüfungsmethoden. Zu diesen eine zahlenmäßige, womöglich einfache Beziehung herstellen zu wollen, heißt die tatsächlichen Prüfungsergebnisse physikalisch vollständig mißverstehen.

Wie durchaus unvereinbar die Ergebnisse der verschiedenen Prüfmethoden sind, erkennt man leicht am Verhalten der Kalkspat-Spaltfläche gegen die *Vickers*-Eindrücke. Es liegt nahe, vorauszusetzen, daß die eingedrückten Kantenspuren um so länger sind, je weicher sich in der zugehörigen Druckrichtung der Kristall verhält. Nun ist bei der deltoidischen Verzerrung des *Vickers*-Eindruckes auf $(10\bar{1}0)$ die längste Kantenspur von der Polecke ab — die kürzeste ihr zugekehrt. Das steht im schärfsten Gegensatz zu dem Verhalten der Ritz- und Schleifhärte, die bekanntlich in der Richtung *von* der Polecke fast doppelt so groß ist, wie in der Gegenrichtung, also genau das verkehrte Verhalten zeigt.

Ist man schon unsicher in der Frage, *welche* Richtung bzw. Richtungsverschiedenheit mit der *Vickers*-Methode geprüft wird, so wird die Angelegenheit noch unverständlicher, wenn man sich fragt, wie es möglich ist, daß *gleich* lange Kanten der Diamantpyramide bei *gleicher* Druckrichtung (für jede Kante unter 15° zur Flächennormale) so ungleiche Spuren hinterlassen können. Solange die beobachteten Verzerrungen noch einfach symmetrisch sind, könnte man sich vorstellen, daß die eingedrückte Spitze an einer Spalt- oder Gleitfläche des Kristalles abgleitet und demnach der Eindruck sich gar nicht mehr in der Richtung der Flächennormale vollzieht. Ab-

gesehen von der technischen Unwahrscheinlichkeit, daß die starr eingebaute *Vickers*-Pyramide in solcher Weise „ausgleiten" könnte, muß wieder nachdrücklich darauf hingewiesen werden, daß eine parallelogrammatische Verzerrungsform durch ein schiefes Einpressen auf keinen Fall erklärbar ist.

Zu alledem kommt noch eine Frage, deren völlige Klärung noch aussteht, nämlich jene, wie eigentlich die Eindrucksfigur *während* des Eindruckes aussieht, denn daß diese *nicht identisch* ist oder sein kann mit jener *nach* erfolgtem Eindruck, muß schon aus rein mechanischen Gründen angenommen werden.

Vorläufig scheint es nur eine Möglichkeit zu geben, das Zustandekommen der *Vickers*-Anisotropie einigermaßen zu verstehen, nämlich die Einbeziehung des *elastischen* bzw. *plastischen* Verhaltens der Kristalle, das, was man gemeinhin als „Rückfederung" bezeichnet. Dieses Zurückfedern ist gebunden an das Verhältnis zwischen Elastizität und Plastizität bzw. an die Höhe der Elastizitätsgrenze.

Dank den ausgezeichneten Untersuchungen von *W. Voigt* [1] ist gerade für den Kalkspat das elastische Verhalten sehr eingehend geprüft und die Form der „Dehnungsoberfläche" gut bekannt. Daraus ergibt sich, daß die Elastizitäts*grenze* für verschiedene Richtungen ziemlich stark verschieden ist, demnach der *gleiche* Druck für die eine Richtung noch innerhalb, für eine andere schon außerhalb der Elastizitätsgrenze zu liegen kommt. Im ersten Falle wird das Rückfedern also im weitesten Maße möglich sein, in letzterem Falle bleibt es dagegen bei der erzielten plastischen Verformung.

Ein deutliches Kennzeichen für ein solches Zurückfedern ist das Auftreten von *geschwungenen*, ein- oder ausgebuchteten Umrißlinien des Eindruckes. Eine Einbuchtung, wie bei den Langseiten des *rechteckigen* Eindruckes auf $(11\bar{2}0)$, wenn die Diagonalen 45° mit der Kante gegen die Spaltfläche einschließen, bedeutet, daß in einer Ebene senkrecht zu diesen Langseiten die Elastizitätsgrenze ziemlich hoch liegen muß, d. h. also, daß nach dem Aufhören des Druckes die hinausgepreßten Umrißlinien wieder zurückfedern. In jenen Ebenen aber, die den Spuren der Pyramidenkanten entsprechen (also unter 45° dazu), ist das elastische Verhalten derartig, daß ein solches Rückfedern nicht oder nur in beschränktem Maße eintritt. Daß es vollständig fehlt, scheint darum ausgeschlossen, weil sonst die *Winkel*verzerrung der „Diagonalen" unverständlich wäre. Man muß wohl annehmen, daß in den Ebenen senkrecht zu den Kurzseiten der Umrißspur die Elastizitätsgrenze schon überschritten wurde und darum *kein* Rückfedern stattfindet. Wenn aber die Langseiten zurückfedern, die Kurzseiten nicht, muß der ursprünglich quadratische Eindruck in ein Rechteck verwandelt werden und können die Diagonalen nicht mehr senkrecht aufeinander stehen.

[1] *W. Voigt:* Lehrbuch der Kristallphysik (mit Ausschluß der Kristalloptik). (S. 749 ff.) B. G. Teubner, Leipzig-Berlin, 1910.

Ein Ausbuchten der Umrißlinie ließe sich verstehen unter der Annahme, daß zwar die Ebene senkrecht zu der ausgebuchteten Spur schon eine bleibende Verformung erlitt, dagegen in Ebenen geneigt dazu (etwa unter 45°) ein Rückfedern möglich ist. Besonders interessant sind die von *Schulz-Hanemann* abgebildeten *Vickers*-Eindrücke mit schwach S-förmig geschwungenen Umrißlinien. Hier muß ein ziemlich rascher Wechsel im Verhältnis zwischen Elastizität und Plastizität bei verschiedenen Neigungen gegen die Umrißspur wirksam sein.

Schließlich sei noch daran erinnert, daß es eine untere Grenze der Prüflast gibt, unter der kein Eindruck erzielbar ist. Hier handelt es sich offenbar darum, daß bei zu geringen Drucken der Eindruck durch Rückfederung vollständig wieder *rückgängig* gemacht wird, weil offenbar in keiner Richtung die Elastizitätsgrenze überschritten wurde, oder es entstehen *ungeformte* „Trümmer"-Eindrücke, die wahrscheinlich mit Baufehlern der Oberfläche zusammenhängen.

Da das „plastische" Verhalten von Kristallen in engster Beziehung zum Vorhandensein von *Gleitflächen* steht, werden sich natürlich bei solchen Körpern die Unterschiede zwischen elastischem und plastischem Verhalten nach verschiedenen Richtungen noch bedeutend verschärfen. Die genauere Beobachtung der Formen und Eigentümlichkeiten der *Vickers*-Eindrücke beim Kalkspat läßt unzweideutig die besondere Einflußnahme der *Gleit- (nicht* der Spalt-) Flächen erkennen.

An dieser Stelle muß noch auf eine weitere Tatsache hingewiesen werden, die den überaus engen Zusammenhang zwischen Pyramidendruckhärte und Elastizität bzw. Plastizität deutlich macht. Es handelt sich nämlich um das grundsätzlich verschiedene Verhalten sogenannter *plastischer* und *spröder* Kristalle hauptsächlich im Hinblick auf Beobachtungen an *Spaltflächen* der Kristalle.

Der Versuch, z. B. auf einer *Muskovit*-Spaltplatte, einen gut geformten und vermeßbaren Eindruck (mit oder ohne Verzerrung) zu erhalten, mißlingt trotz der „Weichheit" des Minerals vollständig. Es zeigen sich immer nur ganz unregelmäßig aufgeblätterte Eindrücke, die kaum Andeutungen von „Eindrucksdiagonalen" erkennen lassen, mag man die Prüflasten groß oder klein wählen, oder die Be- und Entlastung auch in noch so langsamem Zeitmaß vornehmen. Die gleichen Erfahrungen macht man bei der ausgezeichneten 001-Spaltfläche des *Adulares*, die auch keine, auch nur angenäherte „Vermessung" der unregelmäßigen, ausgebrochenen Eindrücke gestattet.

Es ist nun bezeichnend, daß die weniger gute Adular-Spaltung nach 010 zwar immer noch sehr unschöne, stark gestörte, undeutliche Eindrücke liefert, aber immerhin die Kantenspuren soweit sichtbar werden, daß man wenigstens eine „messende Schätzung" vornehmen kann, wobei allerdings aus einer sehr großen Zahl von Versuchen immer nur ganz wenige sich dazu halbwegs brauchbar zeigen. Am wenigsten gestört, wenn auch immer noch *sehr* unschön und unsicher, sind die Eindrucksbilder auf der 110 des Adulares, wie dies schon *Mitsche-Onitsch* (a. a. O.) feststellten und in gleicher Weise hervorhoben, wie schwierig es sei, aus zahlreichen Versuchen endlich einmal einen vermeßbaren Eindruck zu erhalten.

Aus allen bisher gemachten Erfahrungen ergibt sich, daß bei ausgesprochen *spröden Mineralen die Pyramidendruckhärte nur sehr schwer anwendbar* ist und eine zahlenmäßige Behandlung auf große Schwierigkeiten stößt. Da die meisten Minerale sich mehr oder weniger spröde verhalten — im Gegensatz zu den Metallen — ist es verständlich, daß die in der Metallurgie so beliebte und vielverwendete Härteprüfung nach der *Vickers-Methode* für Minerale viel weniger praktische Bedeutung gewinnen kann.

Strukturtechnisch ist der besonders scharfe Gegensatz zwischen *Spalt-* und *Gleit*flächen hinsichtlich ihrer Einflußnahme auf die *Vickers*-Eindrücke interessant. Als *Ausweichmöglichkeiten dienen ausschließlich die Gleitflächen*, wenn es sich nicht überhaupt um „plastische" Kristalle handelt, wie etwa bei dem Steinsalz oder Bleiglanz. „Gleitung" bedeutet aber eine Verformung, bei der das Kristallgitter nicht zerissen, sondern nur in bestimmter Weise, *bei Erhaltung des Gitterverbandes*, verschoben wird. Es kann demnach immer noch das elastische Verhalten wirksam sein.

Anders dagegen die *Spalt*flächen, die bei ihrem Auftreten eine *Trennung* von Gitterteilen bedeuten, wodurch jede leiseste Bezugnahme auf die Elastizitätsverhältnisse ausgeschlossen erscheint, denn es liegt dann kein „einfacher" Kristall mehr vor. Es ist darum begreiflich, daß bei den oben erwähnten anisotropen Verzerrungen der Eindrucksfiguren zwar Gleitflächen eine hervorragende Rolle spielen, nie aber Spaltflächen und daß anderseits die störende Einwirkung der Spaltflächen um so größer und tiefergehend sein muß, je vollkommener die Spaltbarkeit nach dieser Fläche ist.

Spröde Minerale ohne oder mit undeutlicher Spaltbarkeit, wie der *Quarz*, liefern zwar auch sehr häßliche *Vickers*-Eindrücke, aber sie sind bei Anwendung aller Vorsichtsmaßregeln immerhin wenigstens noch angenähert einer Messung zugänglich. Anderseits gestattet die ausgezeichnete Rhomboederspaltfläche des *Kalkspates* trotz dieser Spaltbarkeit zwar gestörte, aber doch vermeßbare Eindrücke, weil durch die Wirkung der Gleitflächen ein entsprechendes Ausweichen gesichert ist. In diesem Zusammenhang ist die Reihung der Eignung einzelner Flächen des *Adulares* für *Vickers*-Messungen überaus bezeichnend: 001 ganz ungeeignet, 010 nur schwer brauchbar, 110 verhältnismäßig am besten verwendbar.

Auch dieses so störende, verschiedene Verhalten *spröder* und *plastischer* Kristalle gegenüber dem *Vickers*-Verfahren und die sonderbare und unheilvolle Rolle, die allfällige Spaltflächen hiebei spielen, lassen unzweideutig den gewaltigen Einfluß erkennen, den das elastische Verhalten gerade bei der Pyramidendruckhärte nimmt.

Wie sich zeigt, ist das scheinbar so einfache Problem der *Eindruckhärte* verschiedener Art in Wirklichkeit vielleicht noch kom-

plizierter als jenes der Ritz- und Schleifhärte. Ist man dort der „Bewegung" während der Härteprüfung ausgewichen, so muß man anderseits bei der Eindruckhärte eine Einflußnahme der elastischen Verhältnisse in sehr ausgedehntem Maße annehmen, wenn überhaupt die durch zahlreiche Beobachtungen einwandfrei festgestellte Tatsache der Anisotropie der *Vickers*-Härte nur einigermaßen verständlich werden soll.

Zusammenfassung.

Es wird auf das Tatsachenmaterial hingewiesen, wodurch eine Richtungsabhängigkeit der *Vickers*-Eindrücke bewiesen wird, und es werden Möglichkeiten erwogen (vor allem die „Rückfederung"), die zur Erklärung dieser Anisotropie ausgebaut werden könnten.

Auf das grundlegend verschiedene Verhalten „plastischer" und „spröder" Kristalle wird hingewiesen.

Ein Beitrag zur Charakteristik der Porphyrgesteine von Sv. Antun bei Lepoglava (Kroatien).

Von

L. Dolar-Mantuani, Vancouver.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 18. April 1950.)

Die grauen Porphyrgesteine, welche den südöstlichen Abhang des Ivanščica-Gebirges in Nordwestkroatien bilden, sind Tuffe voraussichtlich eines Quarzkeratophyrs. die angrenzenden grünen sind Diabase.

1. Quarzkeratophyrtuffe.

Bei der Untersuchung der triassischen Eruptivgesteine der Südostalpen sah ich auch die seinerzeit im Jahre 1933 von *V. V. Nikitin* [1] gesammelten Handstücke aus der Umgebung von Lepoglava in Kroatien neuerlich durch. *Nikitin* untersuchte im Auftrag des Unternehmens *Josif Vovk* einen Steinbruch in Sv. Antun bei Sv. Jakob in der Gemeinde Mihovljan, Bezirk Zlatar, sowie die im Jahre 1933 zahlreichen Schurfgräben des „Kamenik Malogorski Valent" am Südwestabhang des Ivanščica-Gebirges [2]. Ein Teil dieser Gesteine ist wegen ihrer Ähnlichkeit zu triassischen Porphyrgesteinen der Kamniker (Steiner) Alpen und Karawanken, welche als Keratophyre, Quarzkeratophyre und deren Tuffe betrachtet werden (4), besonders interessant.

Die Handstücke mit der Bezeichnung V. 0 bis V. 4 stammen aus dem Steinbruch, und zwar ist V. 0 die Durchschnittsprobe aus dem Steinbruch, V. 1 rührt von einer Stelle etwa 8 m, V. 2 etwa 16 m und V. 3 20 m von seinem Ostende her; V. 4 ist etwa 3 m von seinem Westende entfernt. V. 5 wurde aus den Schurfgräben als das verhältnismäßig frischeste Probestück entnommen. Das Vorkommen ist nach *Nikitins* Angaben ziemlich umfangreich. Der höchstgelegene Austritt liegt etwa 70 bis 80 m oberhalb des Steinbruchbodens.

[1] Leider ist es mir nicht mehr möglich, Prof. *V. V. Nikitin,* meinem am 8. August 1942 verstorbenen Lehrer, für die Handstücke, die er mir zur Verfügung stellte, und deren Fundortangaben zu danken.

[2] Das Vorkommen ist in der geologischen Karte, Blatt Zlatar-Krapina, von *Gorjanović-Kramberger* nicht eingezeichnet.

Megaskopische Beschreibung.

Die Handstücke sind grau, wenn frisch dunkler, wenn verwittert heller; V. 5 ist bräunlichgrau. Im allgemeinen ist das Gestein homogen, aphanitisch bis oligophyrisch, die Feldspateinsprenglinge und dunklere, voraussichtlich mafitische Flecken sind selten. Das Stück V. 5 ist weniger homogen und enthält kleine Bruchstücke anderer Gesteine, entsprechend einem lithoiden Tuff. In den meisten Handstücken ist eine Art paralleler Anordnung der dunklen Flecken bemerkbar, besonders klar in V. 5; nicht sichtbar ist sie in dem homogensten Stück, V. 4. Die seltenen Quarzadern weisen mit Limonit überzogene Poren auf. Bräunliche Tonsubstanzen bilden Überzüge in Haarrissen. Die frischen Bruchflächen zeigen besonders in ihren homogenen Partien einen typischen splitterigen Bruch.

Mikroskopische Beschreibung.

Die Struktur ist porphyrisch; Einsprenglinge: Alkaliplagioklase, Quarz und Mafitreste; Grundmasse: Feldspäte, Quarz, Sericit;Akzessorien: Magnetit, Apatit. Textur leicht geschichtet.

Die Zahl der Einsprenglinge ist im allgemeinen niedrig; sie wechselt aber in weiten Grenzen (von 2% in V. 4 bis 25% der Schliffoberfläche in V. 5), trotzdem die Handstücke aus unmittelbarer Nähe eines Steinbruches stammen. Parallel mit der Anzahl ändert sich auch ihre Größe; die Durchschnittsgröße ist 0,25 bis 0,35 mm. Die Plagioklaseinsprenglinge sind zwar im gewissen Sinne tafelig, doch meist zerbrochen und von unregelmäßiger Form. Die Zwillingslamellen sind trotz schwacher Sericitisierung gut sichtbar; Zonarstruktur konnte nicht ermittelt werden. Die Quarzkörner in teilweise typisch korrodierten Formen sind seltener als Plagioklase. Feine undurchsichtige Anhäufungen entsprechen allem Anschein nach vollständig sekundär veränderten Mafiten, welche durch Chloritaggregate, Brauneisen und Magnetit vollständig ersetzt sind. Trotzdem Magnetit manchmal anscheinend das ursprüngliche Korn umrandet, sind die sekundären Veränderungen so weit vorgeschritten, daß nicht auf den Charakter des ursprünglichen, jedenfalls seltenen Mafiten geschlossen werden kann. — Ein großes Epidotkorn in V. 0 und ein Muskovitkorn in V. 5.

Die Grundmasse ist im allgemeinen sehr feinkörnig, mehr oder weniger felsitisch, verhältnismäßig wenig einheitlich — was vor allem für V. 5 gilt. Sie besteht aus einem Aggregat von alkalischen Feldspäten, etwas weniger Quarz und ziemlich zahlreichen lichtgrünen Sericitschuppen. Diese sind teilweise in feinen Staub zerbrochen und bilden zusammen mit schwarzem Magnetitstaub wellige

Flecken und Schnüre, welche eine im Mikroskop besser wahrnehmbare Paralleltextur verursachen. Daß die opaken Körner Magnetit sind, bezeugen feine braune Flecken von Brauneisen, welches in V. 5 fast vollkommen den Magnetit ersetzt.

Außerdem kann man noch feine Anhäufungen von kaolinitischen Tonsubstanzen und hie und da Calcitaggregate beobachten, welche die Form von Einsprenglingen haben können. Stärker sichtbar ist die Calcitisierung in V. 3, fehlt aber vollkommen in V. 5 und ist demnach nicht auf Verwitterung zurückzuführen. V. 5 besitzt kleine Chloritmandeln, denen Sericit beigemengt ist, und auch abgerundete, an Tonsubstanzen besonders reiche Anhäufungen sedimentären Ursprungs. Das im Handstück V. 5 sichtbare Bild eines lithoiden Tuffes bestätigt sich im Schliff.

Die Struktur der Grundmasse ist mehr oder minder felsitisch, doch sind ohne Analysator noch Reste der ursprünglichen Glasstruktur mit gerundeten, nunmehr vollkommen umkristallisierten Glasbruchstücken zu erkennen. Weniger charakteristisch ist die Glasstruktur nur in dem an Einsprenglingen ärmsten Schliff V. 4.

Genaue Untersuchungsergebnisse an Plagioklaseinsprenglingen.

Die Plagioklase wurden unter Benützung des Nikitinschen Diagrammes aus dem Jahre 1936 (14, Taf. VII) nach der Fedorow-Methode untersucht. In der Tabelle bedeuten: B = Zwillingsachse, D = Normale auf die Zwillingsnaht, L = Zwillingslamellen, S = Spaltrisse. In der letzten Kolonne ist der Mittelwert der Kornzusammensetzung angegeben, wobei dem aus der Zwillingsachse ermittelten Wert ein vierfacher, dem aus der gemeinsamen Zwillingsnaht ein doppelter Wert beigemessen wird.

Tabelle 1

V. O. Korn				% An				2V	% An
1. D=L_1	16°	74°	87½°	⊥ (010)	2	NO	1½°	1 = +88°	
$_2$	16½°	74°	87°	⊥ (010)	1½	NO	2°	2 = +76°	
$B_{1/2}$	77°	18°	78°	/001/	11	NO	2½°		8
2. L	16°	74°	89°	⊥ (010)	3	genau		+89°	
S	76°	24°	71°	⊥ (001)	2½	SO	2°		3
3. S	17½°	72½°	88½°	⊥ (010)	1	genau		+83°	1
4. L′=S′	16½°	73½°	87½°	⊥ (010)	1½	NO	1°	+88°	
L″=S″	80°	22°	71°	⊥ (001)	6	NW	½°		4
5. D=L=S_1	15°	75½°	85½°	⊥ (010)	8	NW	3½°	1 = +83°	
$_2$	19°	71°	89°	⊥ (010)	0	SW	1°		
$B_{1/2}$	75½°	19°	78°	/001/	9	NO	3½°		7½

Tabelle 1 Fortsetzung

V. O. Korn				% An			2 V	% An
V. 1.								
1. L	$13^1/_2{}^0$	$76^1/_2{}^0$	89^0	⊥ (010)	$7^1/_2$	genau		$7^1/_2$
2. S	$80^1/_2{}^0$	16^0	77^0	⊥ (001)	$11^1/_2$	SO $3^1/_2{}^0$	$+82^1/_2{}^0$	$11^1/_2$
3. L	16^0	74^0	89^0	⊥ (010)	3	genau	$+70^0$	3
4. L	76^0	19^0	77^0	⊥ (001)	8	SO $6^1/_2{}^0$	$+85^0$	8
V. 2.								
1. L	21^0	69^0	88^0	⊥ (010)	0	W 3^0	90^0	
S	72^0	23^0	76^0	⊥ (001)	$2^1/_2$	SO 8^0		1
2. S	77^0	23^0	72^0	⊥ (001)	$3^1/_2$	SO $2^1/_2{}^0$	$+85^0$	$3^1/_2$
3. S	$73^1/_2{}^0$	25^0	72^0	⊥ (001)	$^1/_2$	SO $4^1/_2{}^0$	$+76^0$	$^1/_2$
4. D=L_1	19^0	72^0	84^0	⊥ (010)	0	N 4^0	1 = $+80^1/_2{}^0$	
$_2$	16^0	74^0	87^0	⊥ (010)	3	genau	2 = $+83^0$	
$B_{1/2}$	$17^1/_2{}^0$	73^0	87^0	⊥ (010)	$^1/_2$	NNO $1^1/_2{}^0$		1
5. L	17^0	$73^1/_2{}^0$	86^0	⊥ (010)	$^1/_2$	NO $2^1/_2{}^0$	$+82^1/_2{}^0$	$^1/_2$
V. 3.								
1. L	18^0	72^0	87^0	⊥ (010)	0	NO 1^0	$+78^0$	0
2. L=S	83^0	$27^1/_2{}^0$	$63^1/_2{}^0$	⊥ (001)	$3^1/_2$	NW $7^1/_2{}^0$	$+80^0$	$3^1/_2$
3. D=L_1	18^0	72^0	89^0	⊥ (010)	1	SW 1^0	1 = $+80^1/_2{}^0$	
$_2$	18^0	72^0	89^0	⊥ (010)	1	SW 1^0		
$B_{1/2}$	18^0	72^0	$89^1/_2{}^0$	⊥ (010)	1	SW $1^1/_2{}^0$		1
V. 4.								
1. D=L_1	18^0	72^0	89^0	⊥ (010)	1	SW $1^1/_2$	1 = $+82^0$	
$_2$	$15^1/_2{}^0$	75^0	86^0	⊥ (010)	2	NO 3^0	2 = $+77^0$	
$B_{1/2}$	$16^1/_2{}^0$	$73^1/_2{}^0$	87^0	⊥ (010)	$1^1/_2$	NO $1^1/_2{}^0$		$1^1/_2$
V. 5.								
1. S	$84^1/_2{}^0$	$21^1/_2{}^0$	69^0	⊥ (001)	9	NW $4^1/_2{}^0$	$-85^1/_2{}^0$	9
2. D=L_1	14^0	76^0	87^0	⊥ (010)	8	NW 2^0	1 = $+85^1/_2{}^0$	
$_2$	14^0	76^0	87^0	⊥ (010)	8	NW 2^0	2 = 90^0	
$B_{1/2}$	14^0	76^0	87^0	⊥ (010)	8	NW 2^0		8
3. L=S	15^0	85^0	90^0	⊥ (010)	5	genau		5

Ad. V. 0/Korn 5: Die Lamelle des zweiten Individuums war sehr schmal und die Lage von Nm_2 schwer bestimmbar.

Ad. V. 4/Korn 1: Das einzige meßbare Korn im Schliff.

Aus der Tabelle geht hervor, daß die Zusammensetzung der Plagioklaseinsprenglinge nur wenig schwankt (Schwankungsgrenzen von 0 bis $11^1/_2$% An). Größere Unterschiede in der Zusammensetzung der verschiedenen Individuen sind allem Anschein nach, auf die Ungenauigkeiten der Einmessung der stärker sericisierten Körner

zurückzuführen. Der Durchschnittswert 4% An (21 Körner) entspricht einem Albit; mit diesem Werte steht auch der Achsenwinkelwert im Einklang. Der Mittelwert $+ 83^2/_3{}^0$ (23 Beobachtungen, davon 8 — Kursivdruck - - auf Grundlage beider Achsenaustritte) entspricht nach *Nikitins* Diagramm (14, 96, Abb. 39) etwa 10% An.

Da die Angaben für das zweite Pinakoid etwas zahlreicher sind (25 Beobachtungen), sind ihre Pole im Diagramm 1 (Abb. 1) ge-

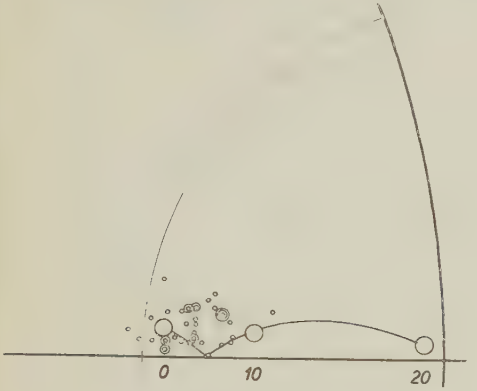


Abb. 1. Pole von ⊥ (010) aus sauren Ergußgesteinen.

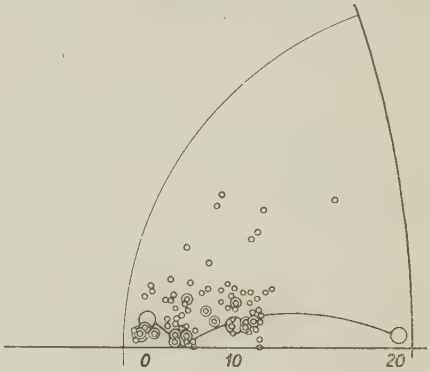


Abb. 2. Pole von ⊥ (010) aus Apliten und albitisierten Gesteinen.

meinsam mit der Nikitinschen Kurve für Albite und Albit-Oligoklase eingezeichnet. Da mir jedwede Angaben zur Bestimmung des exakten Alters der untersuchten Gesteine fehlen, und die gut erhaltene sekundär umkristallisierte Glasstruktur der Grundmasse ein jüngeres Alter der Gesteine nicht ausschließt, beziehe ich in das Diagramm außerdem einige Angaben anderer saueren Plagioklaseinsprenglinge aus Ergußgesteinen ein. Leider sind mir meine zahlreichen Angaben über die triassischen Keratophyre aus Oberkrain (Slowenien) nicht zugänglich. Ich verfüge nur über die bereits veröffentlichten Angaben (5 Pole) eines Schliffes aus dem Geröll aus Bohinjska Bela (Wocheiner Vellach) mit 7% An als Durchschnittswert der Plagioklaszusammensetzung (6, 450). 9 Pole von (010) der Einsprenglinge zweier tertiären Ergußgesteine: des Albitrhyolites von Dervišaga Gornja (17, 76) und des Albitdolerites vom Nakop potok (18, 184), von *Tajder* ermittelt, sind beigefügt. Da von den Tajderschen Polen sechs auf der Kurve bzw. in ihrer unmittelbaren Nähe liegen, unterließ ich es, diese von jenen aus Keratophyren zu sondern.

Im Diagramm 2 (Abb. 2) seien zum Vergleich 87 Pole für das zweite Pinakoid der Alkaliplagioklase aus Ganggesteinen (Apliten vom Pohorje-Gebirge, 37 Pole) (3 und 5) und die noch nicht veröffentlichten Angaben einiger Gesteine aus Kanadischen Erzlager-

stätten beigegeben: Aplitische Gesteine aus dem Westkettle Batholit (10 Pole), dann typisch albitisierte Gesteine von der How Group, Great Bear Lake (36 Pole) und der Polaris Taku Mine (4 Pole)[1].

Die Angaben, besonders aus den Ergußgesteinen sind nicht zahlreich genug, um irgendwelche Schlüsse auf den Abstand der Pole zur Nikitinschen Kurve hinsichtlich der beiden Gesteinsgruppen zu ziehen, wenngleich die Abstände zur Kurve $\perp$ (010) analog erscheinen. Es fehlen jedoch natürlicherweise jedwede Angaben, in welchem Oktant die Pole liegen müßten, und das Diagramm stellt ihre, zur Nikitinschen Kurve günstigste Lage dar.

Was die Zwillingsverwachsungen anbetrifft, überwiegt weitaus das Albitgesetz (14mal), doch sind die Lamellen des zweiten Individuums nur selten für die Einmessung breit genug (4mal). Lamellen nach (001) wurden 3mal, Zwillingsverwachsungen nach dem Karlsbadergesetz 2mal beobachtet. Die erlittenen Druckwirkungen scheinen das Auftreten von manigfacheren, besonders komplizierteren Zwillingsbildungen unmöglich gemacht zu haben. Das gleiche gilt auch für die Zwillingsbildungen der genau untersuchten, ähnlichen keratophyrischen Gesteine aus der Umgebung von Bled (Veldes) (6).

Zusammenfassung.

Die klastische, etwas parallele Tufftextur, die unregelmäßige, etwas abgebrochene Form der verhältnismäßig seltenen Einsprenglinge, die felsitische, aus der früheren glasigen hervorgegangene Struktur und der splitterige Bruch der Handstücke scheinen spezifische Merkmale der Ergußgesteine und der oberflächennahen Intrusiva zu sein, welche während der Verfestigung einem in plikativen Gebieten herrschendem Druck ausgesetzt waren. Wenn man außerdem die mineralogische Zusammensetzung (Albiteinsprenglinge), welche auf ein Na-reiches Magma hinweisen, berücksichtigt, so kann man Gesteine dieses Charakters den *Keratophyren* bzw. im gegebenen Falle *Quarzkeratophyrtuffen* zuzählen. Immerhin sei hier bemerkt, daß eine genaue Namensgebung von so feinkörnigen Ergußgesteinen nie absolut endgültig sein kann, solange nicht auch die Resultate chemischer Untersuchungen vorliegen. Die Kristallisationsbedingungen waren im Gebiete, aus dem das Handstück V. 5 stammt, etwas besser (größere Zahl der Einsprenglinge und etwas

[1] Es ist mir eine angenehme Pflicht, mich an dieser Stelle für die liebenswürdige Überlassung von Dünnschliffen aus den angeführten Bergwerken bei den Herren Dr. *W. H. White, Dr. Chr. Riley* und *Dr. A. Smith* zu bedanken. Für die Möglichkeit in Kanada an diesen Untersuchungen arbeiten zu können, schulde ich der Lady *Davis* Foundation in Montreal meinen aufrichtigen Dank.

weniger feinkörnige Grundmasse), so daß dieses Handstück einen Übergang zu *Quarzporphyren* bildet. Handstücke V. 0 bis V. 4 sind glasige Tuffe, V. 5 ein lithoider Tuff.

Die starken sekundären Veränderungen: der vollständige Ersatz von Mafiten, Sericitisierung der Grundmasse und zum Teil der Einsprenglinge, die teilweise Chloritisierung, Karbonatisierung und schließlich Silifizierung in Form von Quarzadern, sind mittelbar ebenfalls die Folge der Entstehung dieser Gesteine in plikativen Gebieten. Diese Prozesse sind wahrscheinlich in der epi- und zum Teil in der postmagmatischen Phase vor sich gegangen.

Vergleich mit ähnlichen saueren Gesteinen.

Analoge Gesteine sind im Gebiete der Südostalpen an zahlreichen Stellen vertreten. Sie entsprechen vollkommen den beschriebenen Proben in mineralogischer Zusammensetzung, in Struktur und Textur als auch dem Umstand nach, daß sich in unmittelbarer Nähe von Gesteinen, welche arm an Einsprenglingen sind, solche mit besser entwickelter Porphyrstruktur befinden. Die durchschnittliche Zusammensetzung der Plagioklaseinsprenglinge aus den Keratophyren aus dem Kamnik- und Kokratal (Feistritz und Kankertal) beträgt $8^2/_3\%$ An (4, 54), aus dem Keratophyr aus der Umgebung von Rateče (Ratschach) in Oberkrain 5% An (4, 52). Auch in diesen Gesteinen finden sich kleine Alkalimafite, womit aber nicht gesagt sein soll, daß an der Stelle der jetzigen Sekundärprodukte solche früher nicht bestanden hätten. Nach *Rosenbusch* (16, 380—382) sind die alkalischen Mafite in Keratophyren in weniger frischen Vorkommen meistens vollkommen ersetzt.

Die Gesteine von Sv. Antun unterscheiden sich zwar etwas von den Keratophyrgesteinen aus Slowenien der Farbe nach; diese ist in den letzteren wegen der zahlreichen Chloritschuppen meist graugrün oder infolge des Hämatites rötlich, verwittert bräunlich, in beschriebenen Gesteinen jedoch wegen des Magnetites grau. Nur in der Umgebung von Bled fand ich ein Handstück eines bräunlichgrauen Keratophyrtuffes, welcher jedoch wegen der Andesineinsprenglinge (40% An) besser als Keratophyrit bezeichnet wird (6, 441). Auch ist eine so charakteristische Glasstruktur, wie sie besonders in den Handstücken V. 1 und V. 2 erscheint, in keratophyrischen Gesteinen in Slowenien — soweit mir bekannt ist — sehr selten.

Keratophyre aus Kroatien sind bisher noch nicht beschrieben worden. Eine flüchtige Übersicht über die Vorkommen von Erguß-gesteinen im Gebiete des Ivanščica- und des nahen Strahinščica-Gebirges bringen *Barić* und *Tajder* (2, 27). Die Gesteine sind porphyrisch und diabasophytisch, dem Aussehen nach zum Teil älter, zum

Teil jünger. Dunkelgraue bis schwarze frische andesitische bzw. fast weiße liparitische oder dazitische Gesteine trafen sie als Gerölle in Donje Jesenje an. Kenotype Ergußgesteine aus der Umgebung von Jesenje beschreibt detailliert *Kišpatić*, und zwar unter den Namen: Dazit (Felsodazit) Nr. 14 (11, 136—137) und Nr. 15 (11, 137—139) und mikrosphärolitischer Dazit Nr. 13 (11, 136). Der letztere unterscheidet sich von den beschriebenen nach dem Habitus und der mineralogischen Zusammensetzung. Das Gestein Nr. 14 hat die gleiche Farbe, ist oligophyrisch, die seltenen Einsprenglinge sind Plagioklase und kommen Quarzeinsprenglinge überhaupt nicht vor; die Grundmasse ist überwiegend isotrop (die Benennung Felsodazit ist daher nicht zutreffend). Nr. 15 hat Quarz- und Feldspateinsprenglinge, eine vollkommen kristallisierte Grundmasse, reichlich Magnetitstaub und „lichtgelbe bis bräunlichgelbe Körner eines zweiachsigen Minerals" — wahrscheinlich Sericit. Doch besteht ein wesentlicher Unterschied zu den Gesteinen von Sv. Antun darin, daß die Einsprenglinge Andesine, in Nr. 15 sogar zum Teil Labradorite sind und daß in der Grundmasse dieses Handstückes neben „isometrischem" Oligoklas und Quarz auch Andesin vorkommt.

Gesteine mit Albiteinsprenglingen beschreibt *Tajder* aus dem Požega-Gebirge, und zwar Albitrhyolite von Dervišaga Gornja (17) und einen Albitdolerit vom Nakop potok (18). Besonders ein Albitrhyolit gleicht den Keratophyren; er führt außer Albiteinsprenglingen auch Magnetit und Chlorit als Sekundärprodukte nach Mafiten, ist grünlichgrau und kompakt, mit splitterigem Bruch und besitzt eine teilweise devitrifizierte felsitische Grundmasse. Ein bemerkenswerter Unterschied liegt in der Größe der Einsprenglinge (2,8 × 0,5 mm), der glomeroporphyrischen Struktur und dem Übergang von großen idiomorphen zu ganz kleinen hypidiomorphen Albitkörnern. Auch hier indessen ist der Albit stellenweise ganz deformiert, abgebrochen. Der Umstand, daß der Quarz nicht als Einsprengling auftritt, ist unwesentlich, da in den Keratophyren der Karawanken die Quarzmenge in engen örtlichen Grenzen stark schwankt. Gegen den Namen Keratophyr führt *Tajder* die Tatsache an, daß das Gestein nach *F. Koch* nachkretazeischen, voraussichtlich obermiozänen Alters ist (17, 80).

Das zweite bräunlich-rötliche Handstück aus der Dervišaga Gornja (17, 81) hat intersertale bis hyalophitische Struktur mit kleineren teilweise allotriomorphen Albiten, etwas Quarz und Glas, ist aber stofflich mit dem ersten Albitrhyolit identisch (siehe Tab. 2). Der Albitdolerit vom Nakop potok besitzt zum größten Teil Intergranularstruktur (Albit, Augit, Chlorit, Magnetit, Pyrit, Ilmenit) mit einigen größeren Albiteinsprenglingen und seltenen Aggregaten feinstkörni-

gen Albites mit Chlorit als auch amorphen Glases. *Tajder* faßt dieses Gestein als ein basisches Glied der albitischen Gesteine des Požega-Gebirges auf.

Ungeachtet des Umstandes, daß mir leider das genaue Alter der Gesteine von Sv. Antun unbekannt ist, zeigen die drei Gesteinsproben aus dem Požega-Gebirge zusammen mit den Tuffen von Sv. Antun, daß natronreiche Magmen im Gebiete südlich der Pannonischen Ebene verbreitet gewesen sein mußten, wobei ich selbstverständlich nicht in der Lage bin zu konstatieren, ob sich die Na-reichen Ergüsse im Gebiet wiederholten oder ob die Basizität der Gesteine sich bei unveränderter Plagioklaszusammensetzung änderte oder ob in den basischeren Gesteinen eine spätere Albitisierung stattfand.

Ob *Tupans* seinerzeit ausgesprochene Meinung, daß in Nordkroatien sauere ältere Ergußgesteine nicht vorkämen, nach näheren Untersuchungen dieses Gebietes noch aufrecht erhalten werden kann, ist nicht sicher. Jedenfalls unterschieden sich die Tuffe von Sv. Antun von den von *Tućan* angeführten paleotypen Tuffen der Zusammensetzung und Struktur nach und dem Umstand gemäß, daß die Agglomerate der älteren Ergußgesteine meistens mit calcitischem Bindemittel verkittet sind (21, 257, 262).

Auswertung der chemischen Analysen der Vergleichsgesteine.

Leider war ich in Ljubljana nicht in der Lage, zumindestens eine chemische Analyse der Gesteine von Sv. Antun auzuführen. *Kišpatić* fügte seinem Artikel die Auswertung der chemischen Analysen nicht bei. Ich führe daher in der Tab. 2 die *Niggli*-Parameter der von *Kišpatić* untersuchten Gesteine an, gemeinsam mit den Gesteinen vom Požega-Gebirge, um sie mit der ersten Gruppe zu vergleichen.

Tabelle 2

Gesteine	si	al	fm	c	alk	k	mg
Jesenje Nr. 13	425	32½	30	9½	28	.11	.30
„ Nr. 14	409	40	9½	14	36½	.07	.40
„ Nr. 15	355	43	17	19	21	.08	.36
Derviš. G. I.	380	44	11	3	42	.26	.14
„ II.	348	45	12	0	43	.25	.17
Nakop p.	127	22	44½	17½	16	.08	.40

Das Gestein Nr. 13 gehört nach *Niggli* (13) dem tasnagranitischen Magmentypus an (granitische Magmengruppe), Nr. 14 dem normaltrondhjemitischen bzw. dem trondhjemitaplitischen (trondhjemitische Magmengruppe) und Nr. 15 dem farsunditischen (granodioritische Magmengruppe) an. Die mineralogische Zusammensetzung

unberücksichtigt lassend, unter ausschließlicher Rücksichtnahme auf ihre Porphyrstruktur, wäre folgende Namensgebung nach *Tröger* vorzuschlagen: Nr. 13 lichter Quarzdoreit (Delenit — 19, Nr. 96); Nr. 14 anorthitarmer lichter Quarzdoreit (Bestauit — 19, Nr. 95) und Nr. 15 lichter Quarzdoreit (Grinhalgit—19, Nr. 97), wobei Doreite natronreiche Trachyanandesite sind. Damit steht *Kišpatić* Meinung im Einklang, daß die Gesteine von Jesenje nur als sauere Differentiate der in der unmittelbaren Nähe reich entwickelten Andesite aufzufassen sind (11, 149). Ein empfindlicher Unterschied zu den Doreiten liegt im *k*-Wert der Gesteine von Jesenje, welcher besonders niedrig ist (niedriger als in den Albitrhyoliten) und sogar dem der keratophyrischen Gesteine nahekommt. Zieht man die übrigen Parameter zum Vergleich hinzu, macht sich tatsächlich eine gewisse Annäherung zu Quarzkeratophyren bemerkbar, was besonders für Nr. 13 gilt. Doch ist die Übereinstimmung der vier Parameter *(al, fm, c, alk)* mit den Doreiten besser.

Beide Albitrhyolite aus dem Požega-Gebirge reihen sich in den normalalkaligranitischen Magmentypus (alkaligranitische Magmengruppe) ein, der Albitdolerit in den mugeoritischen (natrongabbroide Magmengruppe). Es besteht zwar eine Ähnlichkeit zu dem natronengadinitischen Typus (trondhjemitische Magmengruppe) bzw. zu den normalgabbrodioritischen (gabbrodioritische Magmengruppe), trotzdem ist die Zugehörigkeit der Gesteine von Jesenje zu den Magmen der Kalkalkalireihe bedeutend klarer als eventuell jener vom Požega-Gebirge. Eine unmittelbare Verwandtschaft zwischen beiden Gruppen ist demnach fraglich. Jedenfalls fügt sich das Gestein Nr. 15 keineswegs in ein aus beiden Gruppen aufgestelltes Differentiationsdiagramm ein; von den Gesteinen Nr. 13 und 14 das zweite etwas besser als das erste. Anderseits ist es interessant, daß die Parameter *c* und *alk*, dann *k* und *mg* von Nr. 15 fast vollkommen denen vom Albitdolerit gleichen, die Quarzzahl, *al* und *fm* sind indessen grundverschieden.

Quarzkeratophyre mit Streßwirkungen und folgendem Mineralbestand: Albite (4% An) und Quarz als Einsprenglinge, in Muskovit und eine schwarze, undurchsichtige Masse umgewandelte Mafite. Akzessorien: Muskovit, Apatit und Zirkon, beschreibt *Gagarin* aus Gotovuša in Südserbien (7).

2. Diabase.

In der Nachbarschaft der beschriebenen Tuffe treten graugrüne Diabase auf. Die Handstücke V. 6 und V. 7 entstammen den Schurfgräben des Unternehmens, welche östlich von den Keratophyrtuffen angelegt wurden. Auf dem Abhang des Berges an der Straße findet

man lichte, fast weiße triassische Dolomite und etwas höher und gegen Norden zu dunkle aphanitische Diabase, in der Literatur als das Vorkommen von Očura beschrieben (8 und 21). Die Gesteine besitzen stellenweise kleine, gerundete, fast schwarze Einschlüsse und mit Calcit ausgefüllte Äderchen. An Bruchflächen treten Überzüge von Tonsubstanzen auf. Selten gelblichgrüne Epidotäderchen.

Mikroskopische Beschreibung.

Ohne Analysator ist im Schliff ein feinkörniges Aggregat mit pilotaxitischer bzw. ophitischer Struktur sichtbar, mit seltenen Einsprenglingen, die der Form nach mittleren bis basischen Plagioklasen entsprechen würden. In der Grundmasse sind die leistenförmigen Plagioklase charakteristisch (Durchschnittslänge 0,1 mm); sie erreichen aber auch die Größe der mehr plattigen Einsprenglinge. Die Zwischenräume füllen Chloritschuppen, zitronengelber Epidot und selten durchsichtige Quarzkörner — voraussichtlich nach Augit — aus. Der Chlorit ist schwach doppelbrechend und von typisch bläulichgrauer, seltener violettbrauner Dispersionsfarbe, was auf eine Veränderlichkeit in seiner Zusammensetzung hinweisen würde (9, 12 –13). Magnetitkriställchen sind zahlreich. Feinste opake Körner, wahrscheinlich von Magnetit finden sich öfters an den Rändern der Plagioklase.

Wie schon *Tućan* (21, 264—268) hervorhebt, sind diese Gesteine weitgehend verändert: die Plagioklase der Grundmasse sind vollkommen saussuritisiert und durch Aggregate eines sericitähnlichen Minerals, sowie durch Epidot und Chlorit vertreten. Das plattige, etwas stengelige an Sericit erinnernde Mineral hat einen kleineren Doppelbrechungswert (anscheinend 0,020 bis 0,024) und einen höheren Brechungsindex als Sericit und ist vielleicht Antophyllit. Ebenso wie Antophyllit hat es parallele Auslöschung, einen positiven Charakter der länglichen Körner und eine zweiachsige Interferenzfigur. In den Plagioklaseinsprenglingen findet man jedoch meistens typischen Sericit. *Tućan* beschreibt als Umwandlungsprodukte der Diabasplagioklase von Sv. Jakob (21, 267) blättrigen Skapolith und körnigen, oft in Zonen auftretenden Calcit.

Als Mafit war allem Anschein nach nur Augit anwesend. Es seien noch feinste Aggregate von Tonmineralien und etwas Calcit erwähnt. Im Schliff V. 6 sind seltene Mandeln mit Chlorit und etwas Epidot gefüllt.

Zusammenfassung.

Das Gestein ist ein Diabas, welcher in der epimagmatischen Phase stark verändert wurde; in erster Linie chloritisiert, epidotisiert (teilweise auch Epidotäderchen), sericitisiert und wahrscheinlich

uralitisiert. Eruptionen von vollkommen analogen Diabasen vom Kalnik-Gebirge sind auf den Anfang der mittleren Trias bis Ende der oberen Kreide beschränkt (15, 78), doch ist der Name Diabas nur einigerorts (in Deutschland und teilweise in England) auf paläozoische Effusiva bzw. oberflächennahe Intrusiva beschränkt (16, 420 und 440—441 und 19, 169—170).

Die Diabase sind in Nordkroatien weit verbreitet: so im Gebirge von Samobor (10, 21), im Strahinščica- und Ivanščica- (2), im Kalnik- (15) und Požega-Gebirge (1, 23), um nur einige Fundstellen zu nennen. Sie treten hier, aber auch *anderswo in den Südostalpen*, meistens in Nachbarschaft zu saueren Ergußgesteinen auf, worauf schon *Kossmat* (12, 66) seinerzeit aufmerksam gemacht hat. Sie weisen auf ein wiederholtes Empordringen von verschieden zusammengesetztem Magma auf begrenztem Gebiete bzw. auf eine sukzessive Veränderung der Magmenzusammensetzung, anscheinend in der gleichen Epoche hin (Jesenje, vielleicht Požega-Gebirge).

Literatur.

1. *Barić, L.,* i *M. Tajder,* Petrografsko proučavanje Požeške gore. Vjesn. Hrv. Geol. Zav. *1* (1942), 22—26. — 2. *Dieselben,* Mineraložko-petrografski rad na području Strahinščice i Ivanščice. Vjesn. Hrv. Geol. Zav. *1* (1942), 27—29. — 3. *Dolar-Mantuani, L.,* Razmerje med tonaliti in apliti Pohorskega masiva. Geol. Anal. Balk. Polust. *12*/2 (1935), 1—164. — 4. *Dieselbe,* Keratofirske kamnine v Kamniški in Kokrski dolini. Zborn. Prir. dr. Ljubljana, *2* (1941), 52—56. — 5. *Dieselbe,* Tonaliti in aplit' na jugovzhodu pohorskega tonalitnega masiva, „Razprave" Mat. Prir. Raz. Ak Zn. Umet. v Ljubljani *2* (1942), 364—426. — 6. *Dieselbe,* Triadne magmatske kamnine v Sloveniji. I. Blejska skupina. „Razprave" Mat. Prir. Raz. Ak. Zn. Umet. v Ljubliani *2* (1942), 427—480. — 7. *Gagarin, G.,* Kvarckeratofiri i kvarcporfiri Gotovuše (Sirinić). Vesn. Geol. Inst. Kr. Jug. *8* (1940), 251—255. — 8. *Gorjanović-Krambergar, D.,* Tumač geol. karte Zlatar-Krapina. 1904. — 9. *Hödl, A.,* Über Chlorite der Ostalpen. Jbch. f. Miner. etc. B.-B. *77* (1941), 1—77. — 10. *Jenko, K.,* Reambulacija lista Samobor. Vjesn. Hrv. Geol. Zav. *1* (1942), 18—21. — 11. *Kišpatić, M.,* Mladje eruptivno kamenje u sjevero-zapadnom dielu Hrvatske. „Rad" Jug. Akad. Zn. Umet. Zagreb, *177* (1909), 97—154. — 12. *Kossmat, F.,* Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. geol. Ges. Wien, *6* (1913), 61—165. — 13. *Niggli, P.,* Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *16* (1936), 335—399. — 14. *Nikitin, V.,* Die Fedorow-Methode. Berlin, 1936. — 15. *Poljak, J.,* Prilog poznavanju geologije Kalničke gore. Vjesn. Hrv. Geol. Zav. *1* (1942), 53—92. — 16. *Rosenbusch, H.* u. *K. Osann,* Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl. Stuttgart, 1923. — 17. *Tajder, M.,* Albitski riolit Požeške gore. Vjesn. Hrv. Geol. Zav. *2/3* (1944), 74—88. — 18. *Derselbe,* Albitski dolerit iz Nakop potoka u Požeškoj gori. Geol. Vjesn. *1* (1947), 182—189. — 19. *Tröger, E.,* Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklaturkompendium. Berlin. 1936. — 20. *Derselbe,* Eruptivgesteinsnamen. Fortschr. d. Min. etc., Berlin *13/1* (1938), 41—90. — 21. *Tućan, F.,* Starije eruptivno kamenje u severno-zapadnom dijelu Hrvatske. Glasn. Hrv. Prir. dr. Zagreb *34* (1922). 169—184, 255—277.

Ausgeführt in dem Miner.-petr. Institut der Universität in Ljubljana im Jahre 1940. Mit neueren Literaturangaben ausgestattet im Jahre 1950 im Geol. Institut der Universität von Britisch Kolumbien in Vancouver, Kanada.

Literatur: Neue Bücher.

Der Bernstein und seine Einschlüsse. Von *A. Bachofen-Echt.* Mit 188 Textabb., 204 S. Wien: Springer-Verlag. 1949. S 48·—, sfr. 21·—, $ 4·80, DM 16·—.

Das hervorragend ausgestattete kleine Werk erzählt einleitend von der Bernsteingewinnung im Samland, von der Bildung des Bernsteins und seinen Wanderungen unter Hinweis auf die stratigraphisch-paläontologischen Belege. Dann werden kurz seine Zusammensetzung und die verschiedenen Sorten besprochen. Der Hauptteil ist den Einschlüssen aus der Pflanzen- und Tierwelt gewidmet, die in systematischer Ordnung behandelt werden. An der Hand der reichen und ausgezeichneten Bebilderung (Photoreproduktionen) bewundert auch der Laie ihre Mannigfaltigkeit und ihren Erhaltungszustand. Wenn sich das Werk auch in erster Linie an die Bio- und Paläontologen wendet, so wird sich doch auch der Mineraloge und Geologe dem Reiz der Darstellung nicht verschließen können. *F. Machatschki,* Wien.

Grundlagen der Werkstoffchemie. Ein Überblick über die Struktur und Konstitution der Werkstoffe. Von *E. Brandenberger.* Mit 98 Textabb., VIII, 298 S. Zürich: Rascher-Verlag. 1947.

Es ist nicht zum geringen Teil ein Verdienst der zahlreichen Untersuchungen und Veröffentlichungen des Verfassers, daß heute allgemein anerkannt wird, wie weit Problemstellungen und Erkenntnisse kristallchemischer Natur in die Werkstoffkunde hineinspielen; das muß ja so sein, weil die Kristallchemie weitgehend mit der Lehre vom Aufbau der festen Stoffe und der sich daraus ergebenden Eigenschaften identifiziert werden kann. Wer wird es daher nicht begrüßen, nunmehr ein zusammenfassendes Werk aus der Feder von *E. Brandenberger* über die Chemie der Werkstoffe in die Hand zu bekommen, das ausgehend von den Grundtatsachen der kristallchemischen Forschung deren Anwendung auf werkstoffkundliche Fragen behandelt!

Aufbau und Auswahl des Stoffes sind, ohne daß eine vollständige Darstellung der Werkstoffchemie, die ja im gegebenen Rahmen gar nicht möglich wäre, erstrebt worden wäre, ausgezeichnet geglückt. Die Hauptabschnitte behandeln Konstitution, Erscheinungsformen und Eigenschaften anorganischer und organischer Werkstoffe mit eindimensionalen, kristallinen oder pseudokristallinen, Atomverbänden, dann Werkstoffe mit solchen zweidimensionalen und dreidimensionalen Atomverbänden; bei letzteren sind besonders eingehend die Metalle und Legierungen, ferner die technisch wichtigen Sauerstoffverbindungen behandelt. Auf ein näheres Eingehen auf die Verbindungen mit abgegrenzten Molekülen (Molekülverbindungen) konnte mit Recht verzichtet werden, da solche unter den Werkstoffen wegen ihrer geringen Beständigkeit über den Molekülverband hinaus fehlen.

Zum Schluß der flüssig gehaltenen und sehr anregenden Darstellung wird auch der technisch so wichtigen Zustandsänderungen und chemischen Reaktionen innerhalb von ein- und mehrphasigen Werkstoffen gedacht.

Ein ausführliches Sachregister und ein Verzeichnis der behandelten Kristallarten und Werkstoffe schließt das Werk ab. Sehr zu rühmen sind noch die ausgezeichneten bildlichen Darstellungen, die dem Text die nötige Anschaulichkeit verleihen. Dem Verlag ist man für die hervorragende Ausstattung des Buches zu Dank verpflichtet.

F. Machatschki, Wien.

Das Polarisationsmikroskop. Eine Einführung in die mikroskopische Untersuchungsmethodik durchsichtiger, kristalliner Stoffe für Mineralogen, Petrographen, Chemiker und Naturwissenschafter im allgemeinen. Von *C. Burri.* (Lehrbücher und Monographien aus dem Gebiete der exakten Naturwissenschaften. Chemische Reihe: Band V.) Mit 168 Textabb. und 4 Anhangtafeln, 308 S. Basel: E. Birkhäuser, 1950. Sfr. 28·80, geb. sfr. 32·80.

Von der Natur des Lichtes ausgehend und nach Behandlung der Grundprinzipien der Lichtausbreitung in isotropen und anisotropen Medien entwickelt Verfasser den Begriff der Indikatrix und bringt ihre verschiedenen Formen in Beziehung zu den Kristallsystemen; hiezu als Anhangstafel das Achsenwinkeldiagramm von *H. Waldmann.* In diesem Abschnitt wird auch die Berechnung der Licht- und Doppelbrechung bei senkrechter und schiefer Inzidenz behandelt. Ein nächster Abschnitt ist der eingehenden Behandlung des Polarisationsmikroskops und seiner Zusatzapparate und der Herstellung von Kristallpräparaten gewidmet. Kurz werden dann die Untersuchungsmethoden im natürlichen Licht behandelt und anschließend sehr eingehend und übersichtlich die orthoskopischen und konoskopischen Untersuchungsmethoden. Von den Methoden zur Bestimmung der Lichtbrechung wird im nächsten Abschnitt sehr erschöpfend nur die Immersionsmethode besprochen, die ja für die Untersuchung mikroskopischer Objekte allein in Frage kommt. Im vorletzten Abschnitt finden die Universaldrehtischmethoden eine knappe und präzise Darstellung, welche durch eine Anhangstafel für die graphische Lösung wichtiger Aufgaben nach *R. C. Emmons* und zur Kippwinkelkorrektur nach *E. Tröger* unterstützt wird. Recht zweckmäßig sind zum Schluß die konstruktiven und Berechnungsmethoden für die Auslöschung beliebiger Flächen und Zonen zweiachsiger Kristalle herausgehoben; dies mit dem sehr wichtigen Hinweis, daß die im allgemeinen recht flüchtige und unvollständige Behandlung der rhombischen Kristalle in dieser Hinsicht zu irrigen Vorstellungen über eine hier stets gerade Auslöschung führen kann. Eine weitere Anhangstabelle enthält das Diagramm zur Plagioklasbestimmung nach der Dispersionsmethode nach *S. Tsuboi.*

Die ganze, straff gefaßte Darstellung stellt einen sehr wertvollen, umfassenden Unterrichtungs- und Nachschlagsbehelf für polarisationsmikroskopische Untersuchungen im durchfallenden Lichte dar, wie er nach den älteren Standardwerken im deutschen Schrifttum nicht mehr geboten wurde; die Wirkung wird durch die reiche, ausgezeichnete und höchst instruktive Bebilderung sehr unterstützt.

In der vornehmen Ausstattung entspricht das Werk den übrigen Veröffentlichungen des Verlages Birkhäuser.

F. Machatschki, Wien.

Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Von *C. Burri* und *P. Niggli.* Erster Hauptteil: Einleitung. — Die Ophiolithe. — Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. — Berechnungsmethoden. 654 S. 1945. Zweiter Hauptteil: Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine. 206 S. 1949. (Publikationen, herausgegeben von der Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedländer: Nr. 3 und 4.) Zürich: Guggenbühl und Huber.

Der Ophiolithbegriff, hier in sehr weitem Umfang angewendet, gab Veranlassung, diese Gesteine, vornehmlich aber ihren Chemismus, mit vielen anderen, die von *Niggli* und vielen Forschern als mediterran bezeichnet werden, zu vergleichen. Diese Vergleiche erstrecken sich dann auch auf eine große Anzahl anderer Vorkommen von basischen Gesteinen (Hawai, Mull, Atlantische Inseln, Caroo, Reunion und Comoren, Nordböhmen und Mitteldeutschland),

also auf größtenteils viel jüngere Gesteine. Es werden aber auch im längsten Abschnitt des ersten Bandes ganz andersgeartete Gebiete zum Vergleich herangezogen (Skaergard-Intrusionen in Ostgrönland, der Nygard-Pluton, die Hällefors-Diabase, das Bushveld-Gebiet, die nordbritische tertiäre Provinz, die Garabal Hill-Glen, die jungen Vulkanite von Zentral-Victoria, die Marquesas-Inseln, die Weilburgite, der Trondhjemitstamm, die Monteregian Hills u. a.). Dies alles sind Zusammenstellungen von großem Werte durch ihre kritische Besprechung der gesamten Literatur und durch so weitschauende Vergleiche, daß stellenweise die eigentlichen Ophiolithe in den Hintergrund treten. Mit dem größten Interesse verfolgt man den Versuch, die Ophiolithe der jungmediterranen Kettengebirge als Produkte magmatischer Differentiation zu erklären. Im Gegensatz zu einer großen Anzahl von Forschern, wird die Bildung der Ophiolithe durch gravitative komplexe Kristallisationsdifferentiation entstanden angenommen, wobei der Variationsbreite dieser Gesteine im einzelnen größere Bedeutung zuerkannt wird, als ihrer Einförmigkeit im allgemeinen. Um zu dieser Deutung zu gelangen, werden alle basischen Gesteine, die *Benson* in Beziehung zur Tektonik gebracht hat, verglichen. Diese Vergleiche der Autoren beziehen sich auch auf die Riesenmassen der jungen Flutbasalte, deren chemische Übereinstimmung mit den Ophiolithen engerer Begrenzung und mit den älteren und alten Diabas- und Melaphyrgesteinen (Oberer See und Caroo als Beispiele) viele andere Autoren zur Deutung als un- oder wenig differenzierte simatische Ergüsse und Intrusionen geführt hat.

Ein eigener Abschnitt ist der Intrusionsfähigkeit peridotitischer Schmelzen gewidmet, ein Abschnitt, in dem, wie der Referent glaubt, ganz überflüssigerweise, Gedanken von *Holmes* und *Reynolds* über Granitbildung, die keinesfalls mit dem mediterranen Orogen irgend etwas zu tun hat, abgelehnt werden. Die alpine Ophiolithserpentinbildung wird in Anlehnung an Vorstellungen von *Hess* und Erfahrungen von *Cornelius*, im Gegensatz zu *Diehl*, der für hydrothermale allometamorphe Bildung eingetreten ist, eher als hydromagmatisch bis autohydrothermal angenommen. Auch schließen sich *Burri* und *Niggli* eher (im Gegensatz zu *Stille*) der Ansicht an, daß zumindest Teile der Ophiolithintrusionen synorogen seien, oder doch in einer embryonal-orogenetischen Phase und nicht in der zutiefst abgesunkenen Geosynklinale in- und extrusiv geworden seien. Mit aller Entschiedenheit aber weisen die Autoren darauf hin, daß einer Parallelisierung der Ophiolithe als echter Metamorphite mit den einzelnen Erstarrungsgesteinstypen nur *allgemeiner* Charakter zukommt. Ebenso sprechen sich *Burri* und *Niggli* für simatischen Ursprung der Ophiolithe aus, wobei sie vom Sima annehmen, daß es nicht überall gleich zusammengesetzt sei, daß sie also Differentiationsprodukte simatischer Schmelze (somit des Urmagmas) nach verschiedener Richtung hin seien.

Den großen Wert des monumentalen Werkes, in dem eine enorme Menge von Literatur verarbeitet ist, erhöht noch ein Anhang über Chemismus und Mineralbestand unter besonderer Berücksichtigung der Ophiolithe. Eine auf Äquivalent- bzw. Molekularproportionen gestützte Basisbeschreibung wird gegeben, die zu Diagrammen und Dreiecksprojektionen jeglicher Art verwendet werden kann. Es werden Äquivalentnormen als Katanorm, Mesonorm und Epinorm für verschiedene Bedingungen gegeben, wodurch die Beziehungen zwischen Erstarrungsgesteinen und deren metamorphen Abkömmlingen erkennbar sind, wie an zahlreichen Beispielen gezeigt wird. Den Schluß bilden Tabellen der tausendfachen Äquivalentzahlen der wichtigsten Gesteine bildenden Oxyde. Auf Seite 25 bis 100 dieses Bandes wird eine ausgezeichnete, umfassende Einführung in die Berechnungsmethoden und graphischen Darstellungen der

Gesteinsanalysen jeglicher Art gegeben, die den allgemeinen Wert dieses weitausholenden Bandes noch wesentlich vermehrt.

Der *zweite Band* bietet die Analysentabellen der postophiolithischen syn- und postorogenen Eruptivgesteine nach einzelnen Provinzen geordnet. Dieser Band ist gewissermaßen ein Hilfswerk für den dritten Band, der die Einzelbehandlung der Teilprovinzen enthalten wird. Er wird vornehmlich eine chemisch-petrographische Charakterisierung und die Diskussion der Beziehungen zwischen chemischem Typus und tektonischer Stellung bringen. *Burri* und *Niggli* bezeichnen den zweiten Band als Analysenkatalog, der von 2138 Analysen die Niggli-Werte (si, al, fm, c, alk, k, mg, ti, p) und die Literaturzitate, nicht aber, wie ursprünglich beabsichtigt war, die einzelnen Analysen bringt. Ein Index erleichtert das Aufsuchen, dem auch drei Karten dienen. Als Nachtrag zu Bd. I sind noch die Niggli-Werte von 52 Analysen zu den im Bd. I gebotenen 106 Ophiolithanalysen nachgetragen, die sich sämtliche auf alpine Ophiolithe beziehen. Leider kennen wir aus dem Bereich der Ostalpen nur zwei Analysen vom Tauern-Westende (*Bianchi*).

Weit über den Rahmen des im Titel genannten Stoffes hinaus geben die beiden bis heute vorliegenden Bände eine kritische Monographie des Chemismus zahlreicher basischer Erstarrungsgesteinsprovinzen, dadurch das Werk zu einem der bedeutungsvollsten und verwendbarsten aus dem Gesamtgebiet der Petrologie gestaltend. In erster Linie für den Fachmann geschrieben, zeichnet es sich durch große Klarheit von Sprache und Darstellung aus, die auch dem Geologen ein rasches Eindringen in den schwierigen und umfangreichen Stoff ermöglicht.

H. Leitmeier, Wien.

Chemistry of Specific, Selective and Sensitive Reactions. Von *F. Feigl*. Übersetzt von R. E. Oesper. 740 S. New York: Academic Press, Inc. 1949. Geb. $ 13·50.

Das vorliegende Buch kann dem bekannten Standardwerk desselben Autors über „Tüpfelanalyse" würdig an die Seite gestellt werden.

Es beleuchtet in sehr origineller Weise physikalisch-chemische Grenzfragen in Ergänzung einer kritischen Darstellung verschiedenster analytischer Reaktionen, die in letzter Zeit ausgearbeitet wurden. In den Einleitungskapiteln wird eine Charakteristik der analytischen Nachweise hinsichtlich ihrer Empfindlichkeit, Selektivität und Erfassungsgrenze gegeben. Ein weiteres, sehr interessantes Kapitel beschäftigt sich mit der „Maskierung" bzw. „Demaskierung" chemischer Reaktionen. Die Maskierung einer chemischen Reaktion kann vielfach auch zur Deutung mineralbildender Vorgänge herangezogen werden. So z. B. die Maskierung der Molybdat-MoO_4^{-2}-, Wolframat-WO_4^{-2}- und Vanadat-VO_3^{-1}-Ionen bei Gegenwart von Fluor-Ionen durch Komplexbildung, die anderseits durch die Anwesenheit von BO_3^{-3}-Ionen (Komplexbildung in Form von BF^-) wieder zurückgebunden werden können — Demaskierung. Ausführlichst werden die spezifischen Reaktionen auf verschiedene Metalle mit Hilfe von Oxychinolin, Dithizon, Benzidin und anderen organischen Reagentien diskutiert, die in der europäischen Literatur noch vielfach unbekannt sind. Aus dem weiteren reichhaltigen Inhalt des Buches seien besonders die Abschnitte über Oberflächen-Effekte in der analytischen Chemie unter besonderer Berücksichtigung der Adsorptionsanalyse (Kapillar-Analyse, chromatographische Analyse und Schaum-Analyse), ferner das Kapitel über „Topochemische Reaktionen" hervorgehoben. Besonderes Interesse wird das Schlußkapitel über Anwendung der Fluoreszenzeffekte und photochemischer Reaktionen in der analytischen Chemie finden. Vielfach sind wertvolle eigene Beobachtungen des Autors eingestreut, die das Lesen des Buches zu einem Vergnügen machen. Das sehr gut ausgestattete Werk sollte in keiner mineralchemischen und chemisch-analytischen Bibliothek fehlen.

H. Haberlandt, Wien.

Qualitative Analysis by Spot Tests. Inorganic and Organic Applications. Von *F. Feigl.* Dritte, erweiterte Auflage. Übersetzt von R. E. Oesper. 574 S. New York—Amsterdam—London—Brüssel: Elsevier Publishing Company, Inc. 1947. $ 8·—.

Die letzte Auflage des auch im deutschen Sprachgebiet wohlbekannten Buches über die Anwendungen der „Tüpfelanalyse" in der qualitativen analytischen Chemie liegt uns nunmehr in wesentlich erweiterter Form vor.

Den Mineralogen wird besonders das Kapitel: „Anwendung der Tüpfelreaktionen auf Reinheitsprüfung und Mineraluntersuchungen" interessieren. Aus seinem reichhaltigen Inhalt seien unter anderem folgende Nachweise angeführt:

Blei in Erzen und Mineralien, Zinn, Uran, Titan, Selen, Kieselsäure in Mineralien. Magnesium, Kalium, Fluor, Sulfidschwefel, Bor, Phosphor in Gesteinen. Molybdän in Scheelit-Erzen. Unterscheidung zwischen Calcit und Aragonit, zwischen Magnesit und Dolomit. Gips und Anhydrit. Eine reichhaltige Bibliographie, über fünfhundert Fußnoten und eine Übersichtstabelle über die Erfassungsgrenze der einzelnen durch Tüpfelreaktionen ausführbaren Nachweise vervollständigen den Inhalt des in seiner Art klassischen Buches, das für jeden Mineralchemiker unentbehrlich ist. Für eine Neuauflage darf der Wunsch geäußert werden, daß die Ergebnisse der Fluoreszenzanalyse stärkere Berücksichtigung finden.

H. Haberlandt, Wien.

Les gemmes et les perles dans le monde. Von *F. Hermann.* Übersetzt von L. Lamorlette. 165 S. Paris: Payot. 1949. ffr. 330·—.

Dieses Buch ist keineswegs eine „Edelsteinkunde" im herkömmlichen Sinn, es will auch gar keine sein. Der Autor bringt in den zwölf Kapiteln mehr über die Kulturgeschichte der Edelsteine, Perlen und Korallen als über ihre wissenschaftliche Erforschung. Die Behandlung der „magischen Eigenschaften" der Schmucksteine, die Erzählung alter Legenden über ihre Entstehung und die Geschichte berühmter Steine und Schätze machen das Buch für den Laien, an den es sich ja vor allem wendet, bestimmt sehr anziehend — daneben wird aber auch vieles aus der Lagerstättenkunde in unaufdringlicher und sehr flüssiger Art gebracht, so daß der Leser auch diese Stellen nicht überblättern wird. Das letzte Kapitel behandelt die wirtschaftliche Bedeutung der Schmucksteine. Vom mineralogischen Standpunkt wäre allein zu wünschen, daß die Formelschreibung im Anhang „Chemische Zusammensetzung der angeführten Mineralien" bei der nächsten Auflage vereinheitlicht wird.

Das Buch wird sicher bei allen Edelsteinliebhabern Gefallen finden. Doch auch der wissenschaftliche Mineraloge findet viel Anregendes und Interessantes, vor allem was Edelsteinlagerstätten betrifft. Besonders wird ihm aber an dieser Schrift liegen, wenn er auch am Einfluß seiner Studienobjekte auf die menschliche Gesellschaft Anteil nimmt.

J. Zemann, Wien.

Les richesses minérales du monde. Von *F. Hermann.* Aus dem Deutschen übersetzt von L. Lamorlette. 247 S. Paris: Payot. 1950. ffr. 600·—.

Unter den nicht zu zahlreichen Neuerscheinungen über die Rohstoffvorkommen der Erde nimmt das vorliegende Buch wegen seiner klaren und leichtverständlichen Darstellung einen guten Platz ein.

Dargestellt werden Vorkommen und Produktion der wichtigsten Metalle, der Seltenen Erden einschließlich Uran und Radium, ferner der wichtigsten Nichtmetalle und Mineralien und schließlich von Kohle und Erdöl. Der Autor hat sich redlich Mühe gegeben, die neuesten Produktionsdaten für die einzelnen Rohstoffe zu bringen, obzwar diese Angaben für viele Länder infolge der Geheimhaltung nicht erhalten werden können.

In einem einleitenden Kapitel wird die Entstehung der Lagerstätten unter Berücksichtigung geochemischer Gesichtspunkte in leichtverständlicher Form besprochen. Nach Meinung des Referenten sollte dieser Abschnitt bei einer Neuauflage wesentlich erweitert und unter anderem auch die Mitwirkung der lebenden Substanz bei der Erz- und Mineralbildung berücksichtigt werden. Vielleicht wäre sinngemäß auch das Buch des berühmten russischen Geochemikers *Vernadsky:* Geochemie, in der Bibliographie anzuführen.

Jedenfalls kann das sehr anregend geschriebene Buch für Montanfachleute, Mineralogen und Geochemiker und nicht zuletzt für Studierende dieser Fachrichtungen wärmstens empfohlen werden. *H. Haberlandt,* Wien.

Die Steine von St. Stephan. Von *A. Kieslinger.* Mit 207 Textabb., 486 S. Wien: Herold. 1949. Geb. S 45·60.

Der Verfasser hat die nahezu einmalige Gelegenheit, ein von länger anhaltendem Brand und von Artilleriebeschuß arg zerstörtes Bauwerk vom Umfang und von der kunstgeschichtlichen und baugeschichtlichen Bedeutung des Stefansdomes zu studieren, bis auf die letzte Einzelheit ausgenützt. Er hat alle dargebotenen Beobachtungs- und Vergleichsmöglichkeiten erkannt und ist jeder, auch der räumlich entferntesten, in vielen Fällen seit der Erbauung vielleicht erstmalig der direkten Beobachtung zugänglichen Stelle nachgegangen. Er hat dabei Blicke in das Innere der Bausteine getan, die erst wieder seit der Erbauung möglich geworden sind. Außer den für die Kunstgeschichte und für die Art der Rohstoffverwertung beim Riesenbau höchst wertvollen Ergebnissen, von denen wohl eines der unerwartetsten war, daß zum Beispiel für homogen gehaltene Pfeiler usw. sich aus zwei Baumaterialien zusammengesetzt erwiesen, hat *Kieslingers* Arbeit die Verteilung der Baumaterialien, ihre Herkunft ebenso wie ihre Beeinflussung durch Hitzewirkung von halbwegs bestimmbarer Stärke feststellen können. Es folgt auf die detaillierte Beschreibung des Steinmaterials, des Gesteinswechsels, eine ausführliche Beschreibung der Verwitterungserscheinungen durch Feuchtigkeit, Tiere, Pflanzenwuchs, wie sie sich an den verschiedenen verwendeten Gesteinsarten äußern. Der letzte, auch für den Petrologen besonders interessante Abschnitt, ist den Brandschäden gewidmet. Es werden die einzelnen Formen der Zerstörung, Absprengung, Zermürbung, Verfärbung, das Brennen von Kalk usw. geschildert; dabei ist besonders das Verhalten der verschiedenen Gesteinsarten gegen die Hitzewirkung hervorgehoben. So konnte zum Beispiel festgestellt werden, daß quarzhältige Gesteine, vor allem durch Flyschsandstein vertreten, stärker gelitten haben als quarzfreie Gesteine, zum Beispiel Kalksteine. Porösere Gesteine erwiesen sich als widerstandsfähiger als kompaktere. Die dichten sogenannten Marmore, wie etwa der von Adnet bei Salzburg, zeigten sich erstaunlich widerstandsfähiger im Vergleich mit Leithakalk, besonders aber gegenüber Carrara-Marmor, der unter allen Gesteinen des Domes am meisten gelitten hat.

Ganz hervorragend ist die Ausstattung des Buches, dessen relativ niedriger Preis nur durch finanzielle Unterstützung möglich war. Die außerordentlich klare Darstellung, der flüssige Stil, sind gleich wertvoll für den Laien wie für den Forscher. *H. Leitmeier,* Wien.

Das Bestimmen der Minerale. Von *A. Köhler.* Mit 23 Textabb., V, 150 S. Wien: Springer-Verlag. 1949. S 45·—, sfr. 19·50, $ 4·50, DM 15·—.

Da die Bücher von *Weisbach* und *Fuchs* vergriffen sind, bestand seit Jahren ein empfindlicher Mangel an guten Mineralbestimmungstabellen. Dem hat das Buch von *A. Köhler* nun ein Ende gesetzt.

Bei jedem Versuch zu einem solchen Werk ist es ein Problem, einen guten Bestimmungsschlüssel zu finden. Der Verfasser hat sich bei den bekannten Schwierigkeiten, die bei der Berücksichtigung von nur Härte, Spaltbarkeit, Farbe, Glanz usw. auftreten, entschlossen, auch einfache chemische Methoden (im wesentlichen die bekannten Lötrohrmethoden) heranzuziehen. Von den weniger üblichen wird in den Tabellen nur die Magnesiumreaktion nach *Feigl-Leitmeier* verwendet, obwohl in der Einleitung auch andere Mikroreaktionen mit organischen Reagentien behandelt werden. Durch die kombinierte Verwendung physikalischer und chemischer Eigenschaften bei der Bestimmung ist diese in vielen Fällen sehr erleichtert — und auf die genaue Feststellung der Härte, die sonst der entscheidende, aber auch heikelste Punkt bei vielen Bestimmungen ist, braucht nicht so großer Wert gelegt werden. Die Silikate sind naturgemäß auch nach diesem Buch am schwierigsten zu bestimmen und *A. Köhler* empfiehlt mit Recht jedem, der sich mit der Mineralbestimmung beschäftigen will, sich vorher etwas über die wichtigsten Silikatmineralien zu infomieren. Die Auswahl der in die Tabellen aufgenommenen Arten ist sehr gut — ganz seltene konnten natürlich nicht berücksichtigt werden. Papier und Ausstattung lassen keinen Wunsch offen.

Das Buch kann allen Studenten und allen Mineraliensammlern bestens empfohlen werden. Es wird sowohl beim Unterricht, als auch sonst beim Bestimmen von Mineralien immer ein treuer Helfer sein.

J. Zemann, Wien.

An Introduction to Luminescence of Solids. Von *H. W. Leverenz*. Mit 143 Textabb., 23 Tafeln und 1 Übersichtstabelle, 569 S. New York: J. Wiley & Sons Inc., 1950. $ 12·—.

Der Autor des vorliegenden modernsten Buches über Lumineszenz ist einer der führenden amerikanischen Radiophysiker Amerikas, welcher selbst zahlreiche neue Phosphore, hauptsächlich Zink-Beryllium-Silikatverbindungen (mit Mangan aktiviert) entwickelt hat.

Leverenz gibt uns eine umfassende Darstellung solcher vorwiegend mit Mangan aktivierter Silikat-, Titanat-, Aluminat-, Germanat- und Boratleuchtstoffe, ferner der verschiedenen Sulfid- bzw. Selenidphosphore, wobei auch die neuartigen, besonders für Infrarot sensibilisierten Strontiumsulfid-Sulfatphosphore mit Europium-Samariumzusatz ausführlich besprochen werden.

Die spektrale Emissionsverteilung wird in zahlreichen Kurven sowohl bei Anregung mit ultraviolettem Licht, als auch mit Kathodenstrahlen dargestellt und außer den physikalischen und chemischen Eigenschaften auch der Einfluß der verschiedenen Aktivatoren, Beimengungen, der Temperatur und insbesondere der Kristallstruktur des Grundmaterials auf die Leistungsfähigkeit der Phosphore diskutiert. Die einleitenden Kapitel des Buches über Kristalle, Baufehler und Energiebänder werden für den Kristallphysiker von Interesse sein, während die besonderen Hinweise des Autors zur Herstellung bekannter und neuer Phosphore, sowie die Anleitung zur Präparation reinsten Zink- und Kadmiumsulfids dem praktischen Chemiker neue Anregungen bieten werden. In den Vereinigten Staaten hat die technische Anwendung der Lumineszenz für das Fernsehwesen, Braunsche Röhren, Radargeräte, Elektronenmikroskope usw. eine ungeahnte Entwicklung genommen, die in einem besonderen Kapitel ausführlich dargelegt wird. Zahlreiche instruktive Figuren, Übersichtstabellen und eine originelle Darstellung des periodischen Systems der Elemente einschließlich der Ionenradien nach dem neuesten Stand der Atomtheorie sind dem Buche beigegeben; über 800 Literaturstellen werden angeführt. Die Ausstattung durch den Verlag kann als mustergültig bezeichnet werden. Wünschenswert wäre für

eine Neuauflage eine wesentliche Erweiterung des Kapitels über Lumineszenzanalyse.

Alles in allem liegt uns hier ein hervorragendes Standardwerk über das Gebiet der Kristallphosphore vor, das für den Kristallphysiker von großer Bedeutung ist.

H. Haberlandt, Wien.

Probleme der Naturwissenschaften erläutert am Begriff der Mineralart. Von *P. Niggli.* (Wissenschaft und Kultur: Band 5.) Mit 100 Textabb., XI, 240 S. Basel: E. Birkhäuser. 1949. Geb. sfr. 18·50.

Die sehr gedankenreiche Darstellung wendet sich nicht nur an den Kristallographen, sondern unter Betonung von Gesichtspunkten allgemeiner Natur besonders auch an die Biologen und Chemiker. Die ersten Abschnitte behandeln die Stellung der Wissenschaft zur Natur selbst und heben die Individualität als eine der Grundlagen des Artbegriffes hervor. Der dritte Abschnitt dient der Kennzeichnung der Kristallgestalt unter Hereinziehung der Vektoren, Ebenen- und Flächennormalenbündel, vielfach unter Benützung von Begriffen, die nur dem engeren Mitarbeiterkreis des Verfassers wirklich geläufig sind. Der vierte Abschnitt ist der speziellen Kristallstrukturkunde gewidmet. Nach Erläuterung von Grundelementen der Strukturtheorie und Koordinationslehre wird der Steinsalztypus (an die Spitze der Tabelle von Verbindungen vom Steinsalztypus ist versehentlich SiC geraten) in umfassendster Weise betrachtet, damit auch die deformierten Steinsalztypen und viele auf der Oktaederkoordination beruhende, vom Steinsalztypus durch formale geometrische Ableitungen erreichbare Typen; die Überlegungen führen zur Folgerung, daß es nur wenige Grundbautypen gäbe, aus denen die Fülle der idealisiert gedachten Strukturmannigfaltigkeiten ableitbar sei. Ausführungen über die aus der Biologie übernommenen Begriffe Geno- und Phänotypus und über die Pathologie der Realkristalle führen zur Untersuchung des Artbegriffes und zu Betrachtungen über Mischkristallbildungen aller Art und Entmischung; man gewinnt so einen Einblick in die Variabilität einer Mineralart hinsichtlich des Verhaltens und der chemischen Zusammensetzung. Mit Umbildungen durch Änderung der thermodynamischen Bedingungen und durch chemische Wechselwirkung mit der Umgebung befaßt sich das nächste Kapitel (ob die dargestellte einfache Zerreißung von SiO_4-Tetraederschichten zu Bändern und Ketten die Sachlage nicht doch zu schematisch erfaßt?). Zum Schluß wird noch der gesetzmäßigen Verwachsungen verschiedenartiger Kristalle, der Mineralassoziationen und einzelner Möglichkeiten ihrer Entstehung gedacht.

Im ganzen gesehen ein eigenwilliger Gang durch die Kristallographie und Kristallchemie, hier rasch vorwärts schreitend, dort an Aussichtspunkten breit verweilend. Ob das Buch, das soviel Wertvolles verklauselt enthält, dem Wunsche gerecht wird, gerade Nichtfachvertretern den Gegenstand geläufig zu machen, sei dahingestellt.

Die Anschaulichkeit der reichen Bebilderung und die Ausstattung des Buches sind über jedes Lob erhaben.

F. Machatschki Wien.

Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Von *H. Schneiderhöhn.* Zweite Auflage. XV, 326 S. Stuttgart: Piscator-Verlag, 1949. DM 14·—.

Das Erscheinen der 1. Auflage des vorliegenden Werkes aus der Feder eines Lagerstättenforschers vom Range des Verfassers im Jahre 1944 war allgemein sehr begrüßt worden. Dasselbe Interesse wird der nun erschienenen 2. Auflage des „kleinen Schneiderhöhn" entgegengebracht werden. Daß sie, abgesehen von einigen kleineren Zusätzen, Verbesserungen in der Darstellung und stellenweise

erweiterter theoretischen Unterbauung in physikalisch-chemischer und geochemischer Hinsicht unverändert belassen werden konnte, spricht dafür, daß sich schon beim ersten Versuch Gliederung, Auswahl und Ausdehnung des Stoffes bewährt haben. Es war gewiß keine leichte Aufgabe, die Fülle von Material auf so knappem Raum so zu bewältigen, daß das Buch nicht nur für den Studierenden der Lagerstättenkunde, Bergbaukunde und Geologie und den angehenden Naturgeschichtslehrer einen überaus wertvollen Studienbehelf darstellt, sondern daß es auch der Praktiker und Lehrer mit Vorteil als Nachschlagewerk benützen kann. Die schon in der 1. Auflage vorhandenen übersichtlichen Zusammenstellungen auf zahlreichen, dem Text beigegebenen Tafeln sind durch weitere Anlagetafeln über das periodische System (mit geochemisch-kristallchemischer Kennzeichnung der Elemente) und durch eine sehr nützliche Maß-Gewichtstabelle ergänzt worden. Sehr aufschlußreich ist auch die schon in der 1. Auflage vorhandene umfangreiche Anlagetafel (bearbeitet von *P. Kathol*) über die wichtigsten Erzmineralien, geordnet nach den Metallen und mit Angabe von einfacher Summelformel, Dichte und theoretischen und gefundenen Metallinhalten. (Die Formelschreibung könnte hier in einigen Fällen noch etwas mehr vereinheitlicht werden.)

Sehr erfreulich ist auch, daß der Verlag das wertvolle Buch bei guter Ausführung zu einem verhältnismäßig niedrigem Preis herausbringen konnte.

F. Machatschki, Wien.

Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle. Von *H. Tertsch*. Mit 219 Textabb., VII, 310 S. Wien: Springer-Verlag. 1949. S 96·—, sfr. 42·—, $ 9·60, DM 32·—.

Das Buch ist in vier Hauptabschnitte unterteilt: Spaltbarkeit (46 S.), Kristallplastizität (134 S.), Härte (86 S.) und Schlag- und Druckfiguren (24 S.). Die weitere Unterteilung der Kapitel unterscheidet dann die Beobachtungsdaten, Untersuchungsmethoden und Messungen von den theoretischen Deutungsversuchen der Erscheinungen.

Der Verfasser weist mit Recht in der Einleitung darauf hin, daß die von ihm behandelten Festigkeitseigenschaften der Kristalle in den mineralogischen Handbüchern meist zu kurz kommen. Deshalb ist gerade für den Mineralogen die ausführliche Zusammenstellung der genannten Eigenschaften der Kristalle sehr wertvoll. Die Darstellungsweise ist nämlich — wie es in der Absicht des Verfassers liegt — so, daß die Probleme vorzüglich vom mineralogischen Standpunkt aus gesehen werden. Viele Tabellen und Figuren unterstützen den leicht lesbaren Text, so daß auch hier *H. Tertsch* seine, schon in früher erschienenen Büchern gezeigte, Darstellungkunst erneut unter Beweis gestellt hat. Druckfehler kommen nur spärlich vor, so, um nur ein Beispiel zu nennen, einer auf Seite 8/9 in Abb. 3, II, III: $n\alpha$ bzw. $n\gamma$ statt $n\alpha'$ und $n\gamma'$

Die große Menge der verarbeiteten Literatur — der Literaturnachweis umfaßt 317 Nummern — bietet die Gewähr, daß tatsächlich das wichtigste Zugängliche verarbeitet wurde. Man hätte es dem Verfasser gewünscht, daß er auch die neueste Literatur hätte benützen können. Die angeführte Literatur geht nur in wenigen Fällen über das Jahr 1940 hinaus. Wer aber — wie der Referent zu Genüge — weiß, welche Schwierigkeiten die Beschaffung neuerer Literatur derzeit in Österreich macht, wird einem Bedauern nichts hinzuzufügen haben, das der Verfasser selbst im Vorwort ausspricht.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß *H. Tertschs* Buch besonders den Studierenden, die sich über das übliche Lehrbuchwissen hinaus über die Festigkeitseigenschaften der Kristalle orientieren wollen, willkommen sein wird. Aber auch allen jenen, die sich mit den Festigkeitseigenschaften der Kristalle beschäftigen, wird das Buch Anregungen bieten, da der Verfasser es immer wieder versteht, auf noch offene Fragen hinzuweisen.

H. Heritsch, Graz.

Nachrichten.

Am 2. April 1950 erlag Dr. *Hans Peter Cornelius* im Alter von 62 Jahren, mitten aus seiner Aufnahmetätigkeit gerissen, in Naßwald in N. Ö. einem Schlagfluß.

Vom 27. Juni bis 3. Juli 1951 findet in Stockholm der 2. Internationale Kongreß für Kristallographie in Verbindung mit Symposien über moderne Technik der Strukturbestimmung und über Elektronenbeugung in Flüssigkeiten und Gasen statt; dazu sind alle Kristallographen herzlichst eingeladen. Für Teilnehmer aus Österreich definitive Anmeldung bis 1. Februar 1951 an Prof. *F. Machatschki,* Wien, I., Universität.

Berichtigung

zu Band 1, p. 420:

9. Zeile von oben, Hanks statt Hancks.
19. Zeile von unten, $Ca_8B_{20}O_{38} \cdot 15\,H_2O$ statt $Ca_8B_{22}O_{38} \cdot 15\,H_2O$.
10. Zeile von unten, monokline statt rhombische.

1948-1949. Nr. 111.

Mitteilungen
der
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung am 10. November 1947
H. Leitmeier: Mineralien des südlichen Venedigergebietes 115
Generalversammlung am 24. November 1947
F. Machatschki: Das wissenschaftliche Werk V. M. Goldschmidts 122
Monatsversammlung am 26. Jänner 1948
E. J. Zirkl: Über den Melaphyr von Hallstatt 122
Monatsversammlung am 3. Mai 1948
K. Przibram: Über das blaue Steinsalz 124
Monatsversammlung am 24. Mai 1948
Chr. Exner: Die Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung 129
Monatsversammlung am 7. Juni 1948
J. Gickelhorn: 150 Jahre Chilesalpeter
Monatsversammlung am 22. November 1948
H. Michel, K. Kontrus und *E. Schroll:* Demonstration von Kärntner Mineralien 132
Monatsversammlung am 6. Dezember 1948
W. Berger: Die geochemische Rolle der Organismen 136
Generalversammlung am 24. Jänner 1949
H. Leitmeier: Neuere Mineralfunde aus dem oberen Pinzgau 140
H. Kontrus: Neuere Mineralfunde aus dem Ankogelgebiet 142
Monatsversammlung am 28. Februar 1949
A. Schiener: Neuere Mineralfunde aus den Salzburger Alpen 143
L. Burghardt: Von Agricola bis Van der Nüll 146
Exkursion in das Semmeringgebiet am 5. Juni 1948 151

Monatsversammlung
am 10. November 1947.

Vortrag:

H. Leitmeier:
Mineralien des südlichen Venedigergebietes.

Im Sommer 1940 begann ich in den Bergen der Seitentäler des Iseltales, im Norden von Lienz, besonders im Maurer-, Dorfer-, Timeltal (auch Wallhorntal genannt), in den Niltälern und im Mellitztal des südlichen Großvenedigergebietes, Material zu sammeln, um einen Vergleich mit den mir besser bekannten Mineralisationen

des nördlichen Venedigergebietes anstellen zu können. Die Zeitereignisse verhinderten eine Fortsetzung dieser Unternehmung; deshalb gebe ich eine Übersicht über das bisher Zusammengetragene, die als eine Ergänzung der von *Weinschenk* erwähnten und zum Teil ausführlich beschriebenen Fundorte (8) angesehen werden möge. Vieles, was *Weinschenk* noch fand oder doch noch sehen konnte, ist so ausgebeutet, daß heute neue Aufschlüsse nötig wären. Aber auch neue Fundorte sind hinzugekommen. Einheimische Mineralsucher haben bis 1941 ziemlich eifrig gearbeitet, nun ruht ihre Tätigkeit fast vollkommen, während von der Nordseite jedes Jahr neues Material gefördert worden ist. Im allgemeinen kann man von den einheimischen Händlersammlern der Südseite die richtigen und genaueren Fundorte eher erfahren, als an der Nordseite, wo auch bereits ausgebeutete Vorkommen entweder verschwiegen oder falsch angegeben werden.

Mineralien im Bereich der Ultrabasite. Von den drei von *Weinschenk* zum Teil sehr ausführlich beschriebenen großen Serpentinkontakten (5, 6) konnte das Vorkommen am sogenannten Islitzfall und das am Eichham eingehender, das am Happ nur ganz oberflächlich besichtigt werden. Das Vorkommen vom Islitzfall im Dorfertal liegt unterhalb der Meyerhoferalm (1885 m) und wird von den Einheimischen als „Granatwandl" oder kurz als „Wandl" bezeichnet. Weder Islitzfall noch der Name der Meyerhoferalm sind in der Karte 1 : 25.000 eingetragen, doch sind die Almhütten verzeichnet. Der Serpentin, der soweit die Aufschlüsse erkennen lassen, überwiegend Faserserpentin, wahrscheinlich ein Olivinserpentin I. Art (nach *Weinschenk-Angel)* ist, reicht im Westen verfolgbar bis unter den Almboden der Meyerhoferalm, im Osten etwa bis 2100 m hinauf, während ihn *Weinschenk* (8) irrtümlich bis fast zur Spitze der Roten Säule (Saile der neuen Karte 2879 m) angenommen hat[1]. An seiner Südwestgrenze hat der ursprüngliche Ultrabasit den Kalkglimmerschiefer kontaktmetamorph verändert. Diopsidfels mit reichlich Aktinolith und weniger Epidot, Aktinolithfels, Granat als lagenartige Zwischenschichten im Diopsidfels, namentlich in den oberen Partien dieses Kontaktes sind von *Weinschenk* eingehend beschrieben. Die leuchtend tiefroten Hessonite sind die schönsten Grossulare der Ostalpen. Leider blieben Versuche, durch Sprengung neues Material zu gewinnen, ohne Erfolg. Auch Diopsid tritt in kleinen, gut ausgebildeten und größeren, schlecht ausgebildeten Kristallen auf, ein Vorkommen, deren Granaten die der Mußalpe ebenso an Schönheit übertreffen, wie sie an Diopsid gegen das piemontesische Vorkommen zurücktreten müssen. Auch Vesuvian ist von *Weinschenk* angegeben worden. An der Ostgrenze treten Ophicalcitbildungen zumeist in Form kleiner Gänge in die benachbarte Serie von Kalkglimmerschiefern und vor allem Chloritschiefern auf. Der Serpentin enthält am Ostrand reichlich Aktinolitheinlagerungen, die aber niemals zur Bildung lichten Asbestes führen, doch sind, wie an der Goslerwand (jetzt Gösleswand genannt), an spätige schneeweiße Kalziteinlagerungen gebundene Tremolit-Asbest-Bildungen zu sehen, die aber niemals die Größenordnung dieser Einlagerungen an der Basis der Goslerwand erreichen. Diopsid-Aktinolithfels und randliche Serpentin-Tremolit-Gesteine führen derben Pyrit und Magnetkies, auf den an der Ostseite auch ein sehr geräumiger, aber ganz kurzer Versuchseinbau angelegt worden ist. An der Kontaktstelle im westlichen Teil trennt Serpentin und Diopsidfels ein an der Aufschlußstelle zirka 1 bis 2 m mächtiger Streifen von mittelkörnigem, zum Teil weiß und grau gebändertem Marmor, über dessen Rolle bei der Kontaktbildung auf Grund der Beobachtungen dieser einzigen Stelle kaum etwas gesagt werden kann. Der Serpentin ist stellenweise licht („Edelserpentin"), auch unruhig licht und dunkel gefärbt, bricht, wie der Bach zeigt, in großen massiven Blöcken und wird seit einigen Jahren an der linken Talseite gebrochen und versuchsweise für Wandverkleidung usw. ver-

[1] Im Kärtchen (7) ist der Serpentin auf der anderen Talseite bis fast zur Schlüsselspitze hinaufreichend angegeben!

wertet. Wenig mächtige, in dünnen Lagen durchscheinende Partien, wie sie in Bernstein im Burgenland aus zu Chlorit gewordenem Serpentin keramisch verarbeitet werden können, habe ich nicht beobachtet. Über den schmalen Albitgang, der als jüngste, wahrscheinlich erst postalpidische Bildung den Diopsidfels durchzieht, ist an anderer Stelle berichtet (3).

Stellenweise geschiefert ist die mächtige Serpentinmasse an der Nordseite des Westgrates vom Hohen Eichham unterhalb der Kote 3030 bis zum Bachbett des Timelbaches (Wallhornbaches) auf 2245 m verfolgbar. Sie wird vom Bonn-Matreierweg geschnitten. Von *Weinschenk* beschriebene, dichte lichtgrüne Massen von Vesuvian (Vesuvianfels) konnten in einem Block wieder aufgefunden werden. Der Eichham-Serpentin, zum Teil wohl ein Pyroxenit-, wahrscheinlich Diallagitserpentin, zum Teil aber Olivinserpentin, ist bekannt durch das Vorkommen großer Epidote in schlecht ausgebildeten Kristallen, die außen braunrot, im Innern tiefgrün sind und in dieser Farbe an Olivin erinnern, dann durch große oktaedrische Magnetite in spätigem Kalzit und in derben Massen in an Diopsid reichem Kontaktgestein. Es treten ganz ähnliche Kontaktgesteine wie am Wandl auf. Die von *Weinschenk* beschriebenen braunen Granaten konnten schon seit langem nicht mehr aufgefunden werden. Auch hier liegt zweifellos ursprünglicher Ultrabasitkontakt vor, während der Serpentin am großen Happ im Geigerkamm ober dem Thürmljoch ein tektonischer Einschub sein dürfte. Irrtümlich gab *Weinschenk* für diesen Serpentin das kleine Happ an, das östlich des Hauptkammes liegt. Der Serpentin liegt nach der Karte 1 : 25.000 zwischen der Kote 3304 und 3203, die aus Serpentin besteht; von beiden Erhebungen gehen Seitenkämme aus. Die Westgrenze des Serpentin liegt unter Eis, die anderen Grenzen waren wegen Schneebedeckung weder von *Weinschenk* noch von mir feststellbar. An der Serpentingrenze findet man besonders schöne Strahlsteine, die nicht in Talk liegen, und den schönsten leuchtend grünen Fuchsit (Chromglimmer) der Ostalpen. Derbe, spätige Apatiteinlagerungen und kurze oder längliche Apatitsäulen nur mit Prisma und Basis, im Talk zeigten mir einheimische Sammler, ebenso soll dort auch Breunnerit vorkommen, den ich nicht gesehen habe. Leider hat *Weinschenk* vergessen, diesen Serpentin in seine Kärtchen (7, 8) einzutragen. Es muß ausdrücklich betont werden, daß Fundortangaben im gesamten Gebiet des Großvenedigers nur dann tatsächlichen Wert haben, wenn der Beschreiber auch angibt, das betreffende Mineral von der Fundstätte her zu kennen, was sehr selten der Fall ist. So ist Gold im Breunnerit zusammen mit Talk, Magnetit und Apatit vom Happ angegeben worden. Ich sah in Matrei in einer großen Iseltalsammlung metallisches Gold ohne Begleitmineral. Es wurden mir von Einheimischen, die sich mit dem Sammeln der Mineralien beschäftigten drei verschiedene Fundorte für dieses Gold angegeben, Happ, Gastacher Wände und Froßnitz. Die Angaben waren aber so gemacht, daß ich davon überzeugt bin, daß keiner der Auskunftgeber die Fundstätte kennt, oder sie mir mitteilen wollte. Zieht man noch die allgewohnten Phantastereien ab, so ist es sehr fraglich, ob das Gold überhaupt in einem so großen Stück (zirka 1 cm in der Längsrichtung) alpiner Herkunft ist. Die Serpentine vom Islittfall und vom Eichham sind wohl metamorphe Ultrabasite, mesozoische Ophiolithe in ursprünglicher Lage. Mineralführung und Reihenfolge entspricht nicht den *Read*schen Schalen, die durch Reaktion mit dem Nebengestein an tektonischen Kontakten entstanden sein dürften. Soweit ich sehen konnte, ist die *Read*sche Abfolge aber am Happ ebenso vorhanden, wie dies auch am Smaragdfundort im Habachtal möglich wäre, wo aber, wie dies nicht selten der Fall ist, der metamorphe Ultrabasit selbst fehlt und wohl aufgebraucht worden ist.

Andere Mineralien, die nicht zur Kluftparagenesis gehören. Bei vielen Fundortangaben der älteren Literatur, ebenso bei *Weinschenk*, sind die Fundortangaben so ungenau, daß sie zum Versuch der Wiederauffindung unbrauchbar sind. So sind die drei von *Weinschenk* (8) angegebenen Vorkommen der Prägratit genannten dich-

ten Glimmermassen Kleinitz, Gastacher Wände, Iseltal bei Prägraten kaum nachprüfbar. Ich suchte tagelang nach dem auch allen Einheimischen unbekannten Fundort ober Prägraten völlig vergeblich. Die Gastacher Wände fallen sowohl nach Nordwesten zum Mullitzkees, als auch nach Südosten in die Kleinitz steil ab. Vielleicht sind beide Fundorte identisch, denn Klenitz heißt der hintere Teil des Timel-(Wallhorn-)tales. Die Einheimischen kannten 1940 Prägratit überhaupt nicht. Als ich ein Muster hinsandte, fand 1941 der Senior der Sammler, mein Freund *Vitus Gasser,* in der hinteren Kleinitz, nach seinen Angaben unterhalb des Gletschers in der Richtung gegen Vorderen Seekopf ober dem Eissee größere Mengen von etwas blätterigem, nur in wenigen Partien völlig dichtem, bläulichem, stark glänzendem Prägratit in größerer Menge, der Pseudomorphosen nach Cyanit bildet, dessen Stengelform die äußeren Umrisse des Prägratites vielfach abbildet. Nur selten sind äußerlich Cyanit-Relikte noch zu erkennen. Cyanit kommt aber in schönen, stengeligen, seltener in blättrigen, lichtblauen Kristallaggregaten im Quarz, in unmittelbarer Nähe vor. Cyanit aus der Kleinitz war *Weinschenk* wohlbekannt. Beide liegen in wenig mächtigen unregelmäßigen Einlagerungen in Eklogitgesteinen von *Weinschenks* Eklogitzone (siehe unten). Das sagenhafte Vorkommen ober Prägraten müßte aber im Kalkglimmerschiefer gelegen sein. *Weinschenk* gibt auch ein Vorkommen von der Goslerwand am Serpentinkontakt an. Der neuaufgefundene Prägratit enthält Rutil und selten blauen Bornit in undeutlichen Kristallen, dagegen reichlich lichtbraunen Braunspat-Dolomit. Nach vorläufigen Untersuchungen unter dem Mikroskop liegt Muscovit vor, der wohl stets der überwiegende Bestandteil aller bisher gefundenen Prägratite der Ostalpen ist. Er ist wahrscheinlich häufiger, wird aber anscheinend zumeist nicht beachtet, denn er verliert, besonders wenn er sehr feinkörnig ist, an der Luft seine bläuliche oder grünliche Farbe. So wurde vor kurzem beim Bau der Kapruner Wasserwerke im Gebiet der Limbergsperre am Wasserfallboden feinkörniger bläulicher und weißer Prägratit gefunden. Eine Neuuntersuchung der Prägratit genannten Glimmergemenge ist in Vorbereitung.

Im gleichen Gebiet wurde 1940 sehr schöner dunkelgrüner Chromzoisit zum Teil in Größen bis 10 cm langen und 2 cm dicken unterminierten Kristallen, gleichfalls von *Weinschenk,* allerdings nur in kleineren Kristallen, schon beschrieben (0, 41 Cr_2O_3), durch *Vitus Gasser* wieder aufgefunden. Das Gestein, in dem diese Zoisite liegen, besteht aber nicht, wie dies *Weinschenk* von dem von ihm beschriebenen Vorkommen angab, aus Quarz, Titanit und Chromzoisit selbst, sondern die großen Kristalle liegen in feinkörnigem, vielfach leicht gelblichem, an den des Binnentales erinnernden Dolomit, der ab und zu von dünnen Kalzitbändern, größeren unregelmäßigen Quarzeinlagerungen durchzogen ist. Zoisitkristalle liegen mit der einen Seite im Dolomit, mit der anderen in Quarz. Auch diese Mineralien gehören also in *Weinschenks* Eklogitzone (7). Sie besteht aus eklogitischen Gesteinen, Hornblendeeklogit, Eklogitamphibolit, Eklogitprasinit, Eklogitgestein ohne Omphazit, mit wenig Granat aber reich an verschiedenartiger, aus Pyroxen hervorgegangener Diablastik, sehr spärlich Eklogit selbst, der hauptsächlich Omphazit und Granat enthält, reichlich Amphibolit mit Barroisit-Hornblende. Alle diese Gesteine enthalten aber immer, manchmal reichlich, lichten Glimmer, von besonderem Perlmutterglanz in größeren oder sehr feinen Schuppen. Ab und zu sind die Amphibolite reich an Gastaldit-Hornblende, die einzelnen, aber immer nur sehr gering mächtigen Partien, ein matt leuchtendes Dunkelblau verleiht. An kleinen Blöcken in der Nähe des Eissees beobachtete ich an einzelnen Kluftflächen in Eklogitgestein Talkeinlagerungen, in denen die Granaten anscheinend weitergewachsen sind. In einem ähnlichen Stück mit der Bezeichnung Froßnitzkees erreichen die blutroten Granaten 5 mm Größe. Bei diesen Bildungen handelt es sich wohl um Fortwachsungen der Granaten an einer tektonischen Fläche, wobei Pyroxen-Hornblende zu Talk wurde, der Granat dann in diesem weichen Ma-

terial postkinematisch-postkristallin fortwachsen konnte. *Backlund* hat ja die Fortwachsungsfähigkeit des Eklogitgranaten bei der Diskussion seiner mit *Weinschenk* (7) konformen Ansicht über die Bildung der Eklogitgesteine einschließlich Amphibolit und Prasinit aus basaltischen Gesteinen und Tuffen, der ich mich für die ostalpinen Vorkommen vollständig anschließe, hervorgehoben (1).

Wie im ganzen Gebiet des Großvenedigers ist Zoisit in Quarzeinlagerungen, nicht als eigentliches Kluftmineral, verbreitet, nirgends aber in solchen Mengen, wie in der Eklogitzone zwischen Dorfertal und Timel-(Wallhorn-)tal. Im beiderseitigen Gehänge der Zoppetspitze bis zu den Gastacher Wänden, besonders oberhalb der Johanneshütte des Dorfertales in den Wänden unterhalb des kleinen Gletschers der Zoppetspitze, dann in der Kleinitz im Südgehänge der Gastacher Wände, tritt dieses Mineral in allen Farben vom lichtesten Gelb bis zum dunkelsten Braun, Grau in allen Schattierungen bis zu Graugrün, in Nadeln, in dichtem Gewebe, in kleineren oder größeren mehrfach längeren und stellenweise geknickten Säulen auf. Endflächen besitzen aber nur kleine Nadeln. Zoisit ist geradezu das Leitmineral dieses Gebietes.

Kluftmineralien. Ein Teil der Kluftfüllungen dieses Gebietes der Südseite unterscheidet sich nur wenig von denen der an Kluftmineralien ergiebigeren Nordseite. Es seien nur einige, *Weinschenk* noch unbekannte Fundorte und Paragenesen vorgeführt. Völlig zentral ist ein Vorkommen von reichlichen Mengen großer Albitkristalle aus einer Kluft unter dem Gipfelmassiv des Großvenedigers zwischen West und Nordwestgrat gelegen. Schneeweiße, lichtgraue und lichtgelbliche, undurchsichtige Kristalle bis zu 4 cm Größe füllen, ohne andere Begleitmineralien als auf wenige Stellen beschränkter spärlicher Chloritbelag, einen größeren Kluftraum aus und überziehen Septen mit freistehenden Endigungen, die aus derbem Albit bestehen. Derbspätiger Albit ist der erste Kluftbelag, aus dem heraus sich die Albitkristalle entwickelt haben, auch Quarz scheint dieser Kluft zu fehlen. In unmittelbarer Nähe wurden in schmalen Klüften in aplitischer Einlagerung, die nur aus Albit mit reichlich kleinen Zoisit- und Epidotnädelchen besteht, viele kleine, bräunlichgelbe Titanitkristalle, zum Teil auf ebenfalls sehr kleinen Periklinkristallen, in einer anderen Kluft größere Massen von honiggelbem Epidot in großen, unterminierten Kristallen, völlig regellos aggregiert, mit starkem Chloritbelag gefunden. Über den Verlauf der Klüfte ist infolge der Eisbedeckung der Umgebung, die nur im Spätherbst schneearmer Jahre die Klüfte gerade sichtbar macht, nichts zu sagen.

Ein neuer schöner Titanitfundort, weitaus der schönste an der Südseite, wurde zirka 1938 in der Umgebung des sogenannten „Stein im Ferner" in der Nähe des Froßnitztörls, am Rande des Mullwitzkeeses gegenüber dem Defreggerhaus gemacht und vollständig ausgebeutet. Bis zu 3 cm lange nelkenbraune Kniezwillinge mit völlig asymmetrisch verzerrten Flächen sitzen einzeln, häufig zu Kristallgruppen vereint, kleinen Adularen auf, begleitet von jüngerem, grundrhomboedrischem Kalzit in oft sehr großen Kristallen. Die riesigen Kalzitspaltstücke und rhomboedrischen Kristalle, die ich in der bereits erwähnten Sammlung in Matrei sah, dürften von diesem Vorkommen stammen. Durch die rein weiße Kalzitumgebung kommen die Titanitkristalle besonders zur Geltung. Mir wurden auch von Chlorit bedeckte und davon freie, aber auch tiefgrüne, durchsichtige lose Kristalle von diesem Fundort gezeigt. Die genaue Lage des Fundortes wird geheim gehalten, soll aber, nach mir verläßlich erscheinenden Mitteilungen meines Freundes *Vitus Gasser* in den Jahren 1940—41 durch die Eisverhältnisse nicht mehr zugänglich sein. Es handelt sich jedenfalls um einen der schönsten Titanitfundorte der gesamten Alpen.

Besonders abwechslungsreich ist das Gebiet des südlichen Venedigers an Kalzitkluftfüllungen von sehr verschiedener Tracht. Jedenfalls kann ganz allgemein in den Hohen Tauern kein Zusammenhang der Tracht mit der Entfernung vom Zentralgranitgneis beobachtet werden. Ich werde auch an anderer Stelle zeigen (4), daß

nicht immer dünntafelige Ausbildung älter ist als rhomboedrische. Außer den bereits erwähnten Vorkommen riesiger, grundrhomboedrischer Kristalle vom Stein im Ferner, die vielfach noch Skalenoederflächen und andere Rhomboederflächen und die Basis aufweisen, neben denen aber auch dünntafelige Kristalle vorkommen, seien flache, oft sehr große, häufig treppenförmig bis skelettartig gewachsene Tafeln vom Löbbentörl östlich der Kristallwand gegen den Löwenkopf zu hervorgehoben. Bei vorherrschender Basis sind es von Rhomboedern abgestumpfte, große, dreieckige Gebilde, denen Adular und große wasserklare Quarze aufsitzen, mit denen aber gleichzeitig grundrhomboedrische Kristalle entstanden sind, auch solche, die an der Oberseite großes Grundrhomboeder und kleine Basis, an der Unterseite umgekehrt kleines Grundrhomboeder und große Basis zeigen. Aber auch Papierspat in großen Tafeln von $^1/_2$ mm Dicke mit großen, ziemlich gleichzeitig gebildeten Adularkristallen kommt in der Nähe vor. An manchen Stufen vom Säulkopf beim Eichham kann man die nahezu gleichzeitige Bildung tafeliger und flachrhomboedrischer Kristalle feststellen. Spitzrhomboedrische Kristalle, im ganzen Gebiet selten, wurden neuerdings in der hinteren Froßnitz gefunden.

Am Hohen Feld in den Bretterwänden ober Virgen sitzen im Chloritschiefer auf Quarzkristallen große Kalzitskalenoeder, denen wiederum wasserhelle Quarzkristalle oft von beträchtlicher Größe und Adular aufgewachsen sind. Die gleichen immer trüben grauen bis 5 cm großen Skalenoeder dieses an Kalzit sehr reichen Vorkommens sitzen auch direkt auf dem Chloritschiefer auf. An mehreren Stellen kann man auf diesen Skalenoedern 1 cm große grüne Titanitzwillinge beobachten. Zweifellos sind diese skalenoedrischen Kalzite nicht jüngste Kristallisationen, da ihnen noch Ausbildungen der Hauptkristallisationsreihe Titanit, Adular und Quarz folgte. In ganz ähnlicher Position liegen in Klüften des Chloritschiefers zwischen Virgen und Bobojach vor Prägraten, bei der Anlage des Straßentunnels aufgefundene, sehr große, tafelige und flachrhomboedrische Kalzite, also in der Tracht der, nach meiner Meinung grundlos, immer für die älteste Kalzitbildung im Bereich des alpinen Kristallins gehaltenen Kalzite.

Von besonderem Interesse ist eine Quarz-Kalzitparagenesis in stellenweise an Pyrit reichen Kalkglimmerschiefer-Klüften unmittelbar südlich, unterhalb der Gipfelfelsen des Knorrens, nördlich von Virgen. Das Hauptmineral der Klüfte dieses nicht leicht zugänglichen Gebietes sind längliche, an der Oberfläche oft etwas aufgerauhte und weißgetrübte, seltener gelbliche aber auch farblose Quarze, bei denen oft eine Rhomboederfläche besonders stark im Wachstum hervortritt. In einigen dieser, das Gestein völlig regellos durchziehenden, niemals breiten Klüften folgen auf den Quarzen, manchmal so in sie hineingewachsen, daß sie von den Quarzen förmlich umschlungen erscheinen, bis 5 cm lange, ziemlich steile Kalzitskalenoeder, Zwillinge nach der Basis, durch flache Rhomboeder abgestumpft, von ganz licht bis ziemlich starker roter Farbe, fast immer mit leichtem Violetton, der bei den lichten Farbtönen stärker hervortritt. Die Skalenoeder sind häufig etwas angeätzt. Daneben, aber nur selten auf einer Stufe, treten auch flache Skalenoeder auf, die mit ebenfalls flachem Rhomboeder rundliche bis ovale Gestalt haben. Diese Kristalle sind immer lichter bis fast gar nicht mehr gefärbt. An Stufen, an denen beide Typen zusammen auftreten hat es den Anschein, daß die flacheren die älteren sind. Durch gleichmäßiges Flächenwachstum von steilem Skalenoeder, flachem Rhomboeder und dem Prisma erhalten einzelne Kristalle vollkommen den Habitus von sehr regelmäßig gebildeten Deltoidikositetraedern. Steilere Skalenoederzwillinge sitzen auch auf großen Quarzen auf, deren Rhomboeder weggeätzt sind. Seltener im gleichen Hohlraum, aber dann immer an entfernter Stelle, häufiger in anderen Klüften, sind steilere Skalenoeder, weiß, grau oder gelblich gefärbt; sie erreichen Größen bis zu 10 cm. Als Seltenheit beobachtet man auf rötlichem Kalzit kleine, undeutliche, jüngere Quarze. Hingegen sind die älteren

Quarze und die großen Kalzite aller Ausbildungsarten und Farben, aber auch das benachbarte total zersetzte Gestein, von einer jüngeren Generation kleiner, 5 mm nicht übersteigender skalenoedrischer Kalzitkristalle überzogen, die im Habitus der älteren Generation Skalenoeder, mit Rhomboedern abgestumpft, gleichen. Ob in quarzfreien Klüften für sich allein auftretende gelbliche, stellenweise auch größere Kalzitskalenoeder zur älteren oder zur jüngeren Generation gehören, kann nicht entschieden werden. Zwei andere Mineralisationen können auch nicht mit vollkommener Sicherheit eingestuft werden. Auf großen, meist gelblichen steilen oder flachen Kalzitskalenoedern und auf dem Quarz sitzen manchmal Gruppen gelblicher oder weißer undurchsichtiger, bis 1 cm großer Albitkristalle auf, die ab und zu in anderen Klüften für sich allein vorkommen, oder auf gelbem, oberflächlich ockerigen sattelförmig gekrümmten Dolomitrhomboedern aufsitzen. Noch eine andere Kalzitgeneration ist vorhanden, deren Alter aber nicht feststellbar ist, die ausschließlich auf Quarzkristallen oder auf der quarzigen Kluftwandverkleidung sitzt. Diese Kristalle bestehen aus länglichem Prisma und flachem Rhomboeder, also ein Erzlagerstättentypus, der nirgends sonst in den Klüften des Venedigergebietes gefunden worden ist. Ebenso ist über die Altersverhältnisse von großen Drusen bis 3 cm großer flachrhomboedrischer gelblicher Kalzitkristalle mit gerundeten Flächen, aber sehr scharfen Kanten in der Prismenzone die nur an einer einzigen Stelle für sich allein gefunden worden sind, keine Aussage möglich.

Jedenfalls umfaßt diese einzigartige Knorren-Paragenesis alle Kalzittypen, mit Ausnahme grundrhomboedrischer. Die Abfolge könnte vielleicht so angenommen werden: Quarz — große skalenoedrische zum Teil rote Kalzite — säulige Kalzite — Quarz — Albit — neuerliche Bildung kleinerer, immer ungefärbter Kalzite. Daß die säuligen Kalzite mit der Pyritbildung im Kalkglimmerschiefer in Zusammenhang gebracht werden können, wäre möglich. Ich halte aber von allen Altersspekulationen aus der Tracht des Kalkspates sehr wenig, seitdem ich sah, daß auf Endigungen ein und desselben Tropfsteines rhomboedrische ($01\bar{1}2$), säulige und skalenoedrische Kristalle sich nebeneinander, jedenfalls aber in sehr kurzen Zwischenräumen bilden, in denen wohl kaum Konzentrationsänderungen oder solche von Temperatur und Lösungsgenossen eingetreten sein können.

Von besonderem Interesse ist die Rotfarbe der Skalenoeder des Knorren-Vorkommens. Ich dachte schon bei der ersten Besichtigung an die violettroten, spätigen, aber tiefer gefärbten Kalzite von Deutsch-Altenburg, deren Färbemittel Porphyrin ist. Tatsächlich konnte *Haberlandt* darin auch das Porphyrin nachweisen (2). Dieses organische Färbemittel kann wohl kaum anders als durch deszendierende Wässer in die Lösungen gekommen sein, aus denen sich die Knorrenmineralien vom roten Kalkspat an gebildet haben, aus denen auch noch Albit auskristallisiert ist. Woher aber stammt das Porphyrin? Es kann wohl nur aus den Auflagerungen über dem Kristallin zur Zeit nach der Kulminationsbildung stammen, über die wir aber nichts wissen. So kann umgekehrt die Feststellung dieser organischen Substanz in einem Kluftmineral vielleicht einmal mit zur Klärung der Frage dienen, was im mittleren Tertiär oder der heutigen Oberfläche unserer Zentralalpen gelegen ist.

Konnte am Knorren grundrhomboedrischer Habitus der Kalzitkristalle nicht beobachtet werden, so treten in gleicher Position im sogenannten „Klamml" im äußeren Dorfertal in der Nähe von *Weinschenks* Sulzeck in Chloritschiefer mit Epidositeinlagerungen grundrhomboedrische Kalzitdrusen und Spaltenausfüllungen auf, die auch große Titanitkristalle enthalten. Dieser und die Kalzite sind dicht von Ripidolith-Chlorit bestäubt.

Ober Bichel zwischen Prägraten und Hinterbichel im Iseltal versuchte man, gleich wie hoch oben zwischen Roter Saile (Säule) und Kreuzspitze, vergeblich im Chloritschiefer Cu-hältigen Pyrit zu gewinnen. Im nur wenig tiefen Bolachstollen in

der Wand unter den Sajetwänden treten dünne Klüfte von grünem Byssolith und weißem Amianth auf, dessen dichte grüne Büschel mit weißer Farbe, also durch Abnahme des Fe-Gehaltes als Tremolit, enden. Ein anderer Stollen verfolgte an der Ostseite des äußeren Dorfertales an Kalk des Kalkglimmerschiefer gebundene, aus Pyrit bestehende Vererzung, Fehlspekulationen, die bei einiger Sachkenntnis hätten vermieden werden können.

1. *Backlund, H. G.,* Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geolog. Rundschau, 27 (1936), 46. — 2. *Haberlandt, H.,* Porphyrinkomplexverbindungen als färbende Einlagerungen in hydrothermalen Kalkspatkristallbildungen. Wiener Chem. Ztg., *47,* Nr. 7/8 (1944), 80. — 3. *Leitmeier, H.,* Einige neuere Mineralvorkommen in Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise in den Hohen Tauern. Min.-petr. Mitt. *53* (1942), 271. — 4. Derselbe, Bemerkungen über die Bildung der Kluftmineralien im Bereich der Hohen Tauern. Im Druck. — 5. *Weinschenk, E.,* Über Serpentine aus den östlichen Zentralalpen und deren Kontaktbildungen. München, 1891. — 6. Derselbe, Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstockes. I. Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentingesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. Abh. kgl. bayr. Akad. Wiss. II. Kl. *18* (1894), 653. — 7. Derselbe, wie oben, III. Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abhandl. kgl. Akad. Wiss. II. Kl. *22* (1902—1904), 236. — 8. Derselbe: Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. Ein Beitrag zur Kenntnis der „Alpinen Minerallagerstätten". Z. Kryst. *26* (1896), 337.

Generalversammlung

am 24. November 1947.

Die Versammlung nahm den Jahresbericht und Rechnungsbericht zur Kenntnis. Dem Kassier wurde die Entlastung erteilt.

Auf Vorschlag des Vorstandes beschloß die Versammlung die Umwandlung der Bezeichnung der Gesellschaft in: Österreichische Mineralogische Gesellschaft.

Der Vorstand wurde in derselben Zusammensetzung wie im abgelaufenen Gesellschaftsjahr wiedergewählt.

Im Anschluß daran berichtete der Vorsitzende ausführlich über das petrographische, kristallchemische und geochemische Lebenswerk V. M. Goldschmidts.

Monatsversammlung

am 26. Jänner 1948.

Vortrag:

E. J. Zirkl:
Über den Melaphyr von Hallstatt.

Der Melaphyr von Hallstatt ist eines der zahlreichen basischen Eruptivgesteine in den nördlichen Kalkalpen, die oft Gegenstand heftiger Diskussionen waren. Eine in den Jahren 1946/47 ausgeführte Neubearbeitung hat einige ganz interessante Ergebnisse in Bezug auf Mineralbestand, Lagerung und Form des Gesteins geliefert. Im Folgenden sollen diese kurz umrissen werden.

Wider Erwarten fanden sich in der Grube mehr und bessere Aufschlüsse, als nach den Literaturangaben anzunehmen waren. So ist es z. B. sehr verwunderlich, daß der 9 m lange Aufschluß im Osten der Lagerstätte (im Mojsisovics-Ablaß) in der Literatur noch nirgends erwähnt wurde, obwohl er schon seit 1911 besteht. Im

Mojsisovics-Werk ist nur mehr ein etwa 5 bis 10 cm mächtiges Band von tektonisch vollkommen zerriebenem Melaphyr, Nordsüd streichend, vorhanden.

Alle weiteren Vorkommen liegen im Nordwesten der Lagerstätte. Im Possanner-Ablaß (Maria-Theresia-Hor.) ist der Melaphyr auf 18 m aufgeschlossen, der ehemalige Untersuchungsbau auf Melaphyr, jetzt Possanner-Sinkwerk, verfolgt den Melaphyr entlang seiner 25 bis 35° nach Nord fallenden oberen Grenze, fast in Südnordrichtung. Heute sind nur mehr 40 m der einst über 70 m langen Strecke zugänglich. In der Nadasdy-Kehr (Christina-Hor.) war der Melaphyraufschluß etwa 40 m und in der Walach-Kehr, mit einer Unterbrechung, 23 m lang. Aus den Grenzen dieser Aufschlüsse ergibt sich ein ovaler Grundriß mit einer Längserstreckung von 40 bis 50 m in Ostwestrichtung und einer maximalen Breite von 30 m. Außer diesen Aufschlüssen wurden noch an zahlreichen Stellen kleinere Trümmer und Blöcke aufgefunden, so in der Ott-Kehr, im Schramml-Ablaß, in der Kelb-Kehr (*L. Kober*, 1929), in der Nusko-Kehr (*E. Spengler*), in der Christina-Hauptschachtricht, in der Springer-Kehr und im Oberwerk III (die beiden letzten nach einer Mitteilung von Bergrat Dipl.-Ing. *O. Schauberger*). Aus einer alten Grubenkarte ist ersichtlich, daß sich auch im Katharina-Theresia-Hor. (im Hildegard-Werkszugang) ein kleiner Aufschluß (5 m mächtig) befand.

Außer diesen Vorkommen in der Grube kennen wir noch einen Ausbiß ober Tags in der Umgebung des Erzherzog-Wilhelm-Tagschachtes (seit 1911 durch *A. Aigner* bekannt).

Im allgemeinen ist der Melaphyr stark zersetzt, nur an einigen Stellen konnten relativ frische Stücke gefunden werden (Nadasdy-Kehr). Das frische Gestein ist im Handstück schwarz bis blauschwarz, Feldspateinsprenglinge (bis 1 cm) sind häufig. Die Grundmasse erscheint dicht und schwarz. Spezifisches Gewicht: 2·889.

Die Hauptbestandteile des holokristallin-porphyrischen Gesteines sind Plagioklas, Augit und (zum größten Teil serpentinisierter) Olivin. Davon treten die ersten beiden in zwei Generationen auf, Olivin dagegen nur als Einsprengling. Titanomagnetit, Titaneisenglimmer, Pyrit, Eisenglanz, Anatas und Apatit sind vorhanden.

Der Anorthitgehalt der meist kurzsäuligen Plagioklaseinsprenglinge nimmt vom Kern, mit 55% An, gegen den mittleren Teil nur wenig ab, 50—48% An. Dagegen ist die äußere Hülle bedeutend basischer, 65 bis 70% An. Die Plagioklase der Grundmasse weisen denselben An-Gehalt wie die Rekurrenzränder der Einsprenglinge auf. Die Bestimmung der Plagioklase wurde mit dem Fedorow-Tisch nach der Methode von *A. Köhler* vorgenommen. Alle Plagioklase zeigen Hochtemperaturoptik, die bisher nur an Plagioklasen aus Ergußgesteinen beobachtet wurde.

Die Ausscheidungsfolge ist ganz normal. Apatit und Olivin sind die ältesten Bildungen, die Erze und Augit sind anschließend entstanden, die Plagioklaseinsprenglinge folgten. Damit war die intratellurische Phase zu Ende, die Schmelze drang nach oben.

Mandelräume („Salzzapfen") und zahlreiche das Gestein unregelmäßig durchsetzende Klüfte sind überall zu beobachten. Ihre Mineralfüllungen stimmen vollkommen überein. Als älteste Bildung entstand ein delessitartiger Chlorit, dann Quarz und Anhydrit (in schönen Kristallen) den Rest der Mandeln und Klüfte füllt Steinsalz aus. Pyritkörner, Kupferkieskristalle und Eisenglanzschuppen sind hin und wieder zu finden.

Primäre, 3 cm ins Nebengestein reichende Kontakte konnten an einem Sedimenteinschluß (mit 50 × 60 cm Durchmesser) im Possanner-Ablaß und an der Melaphyrobergrenze im Possanner-Sinkwerk gefunden werden. Das tonige Nebengestein ist gefrittet. Mineralneubildungen konnten nicht festgestellt werden. Nicht resorbierte, gefrittete Sedimenteinschlüsse kleinerer Ausmaße sind an einigen Stellen im Gestein zu finden.

Tuffite, und zwar Lapillituffite, sind an vielen Stellen in allen jetzt noch im Betrieb stehenden Horizonten aufgefunden worden. Dieses Gestein ist schon lange bekannt (von den Alten wurde es als „Melaphyrartiges Gestein mit Salz und Ton" bezeichnet, auch *O. Schauberger* hat immer wieder den Zusammenhang mit dem Melaphyr betont), aber die tatsächliche Natur dieses Gesteines wurde nicht erkannt. Der Melaphyrtuffit tritt als hunderte Meter weit zu verfolgendes Band, in Ostwestrichtung streichend, vom Becezny-Schacht zur Blaschke-Kehr auf und wird für die Stratigraphie der Lagerstätte zweifellos von großer Bedeutung sein. Zwei weitere Tuffithorizonte (vielleicht sogar drei) wurden weiter im Süden, ebenfalls Ostwest streichend, angetroffen.

Aus allen diesen Einzelheiten ergibt sich, daß der Melaphyr von Hallstadt einen kleinen (submarinen?) Erguß während der Salzbildung darstellt. Die Tuffiteruptionen dürften kurz nach dem Melaphyrerguß erfolgt sein.

Monatsversammlung

am 3. Mai 1948

Hofrat Prof. Dr. *H. Michel* hält einen Nachruf für *Dr. K. Hlawatsch.*

Vortrag:

Karl Przibram: Über das blaue Steinsalz.

Das blaue Steinsalz hat den Mineralogen, Chemikern und Physikern seit langem Kopfzerbrechen bereitet, ließ sich doch in ihm kein Pigment nachweisen, das für die Farbe verantwortlich gemacht werden könnte. Versuche, die Farbe durch Eisen und Schwefel zu erklären, sind ebenso überholt wie solche, sie nach Art der Farben dünner Blättchen auf eine physikalische Struktur zurückzuführen. Der Lösung näher kam man erst, als es gelang, Steinsalz im Dampf von Alkalimetallen sowie durch Bestrahlung mit gewissen Strahlungen, besonders jener des Radiums und nachfolgender Erhitzung blau zu färben. Von entscheidender Bedeutung war die Arbeit *Siedentopfs* (1) vom Jahre 1905, in der er seine grundlegenden ultramikroskopischen Beobachtungen an natürlichem und künstlich blau gefärbtem Salz mitteilte. Die bei künstlicher Färbung zunächst auftretende Gelbfärbung ist amikroskopisch; das Salz erscheint in diesem Zustande unter dem Ultramikroskop optisch leer; das natürliche Blausalz hingegen zeigt einen roten Tyndallkegel, der sich in Einzelteilchen auflösen läßt. Dasselbe zeigt Salz, das durch Na-Dampf blau gefärbt wurde. *Siedentopf* führte gute Gründe dafür an, daß es sich hier um die Ausscheidung kolloider Natriumteilchen handele. Er schloß sich auch der Meinung *Elsters* und *Geitels* an, diese Ausscheidung sei in der Natur durch eine radioaktive Einwirkung bewirkt worden.

Gegen die Deutung *Siedentopfs* erhoben sich bald Bedenken. Das künstlich blaugefärbte Salz entfärbe sich erst bei einer viel höheren Temperatur als das natürliche, und es fehle in der Natur die primäre Gelbfärbung. Was den ersten Einwand betrifft, so konnte ich in gemeinsamer Arbeit mit Frl. *Belar* 1923 (2) zeigen, daß hier eine Verwechslung stattgefunden habe: wohl ist das dampfgefärbte Salz gegen Hitze wesentlich stabiler als das natürliche, das durch Radiumstrahlen und nachfolgende Erwärmung blaugewordene zeigt hingegen eine ebenso niedrige, ja sogar niedrigere Entfärbungstemperatur als das natürliche. Der zweite Einwand wurde durch die Entdeckung des primär gelbgefärbten Steinsalzes in Hall in Tirol, später in Hallstatt, durch *O. Schauberger* (3) entkräftet. Dieses Salz zeigt alle Eigenschaften der primären Gelbfärbung durch Strahlung: das Lichtabsorp-

tionsmaximum liegt bei 460 mμ, es entfärbt sich rasch bei 200° C, und zeigt dabei Thermolumineszenz.

Die naheliegende Deutung der Färbung des Steinsalzes durch Bestrahlung ist die, daß ein Strahlungsquant von einem Chlorion absorbiert wird, wobei dieses sein überschüssiges Elektron an ein Natriumion abgibt und so dieses neutralisiert. Man hat dann nebeneinander neutrale Chlor- und Natriumatome im Kristall. Die Natriumatome absorbieren sichtbares Licht und geben dem Salz dadurch die Farbe. Die Nachbarschaft von Chlor- und Natriumatomen bedingt die große Labilität der Farbe, da eine mäßige Temperaturerhöhung genügt, um die Atome miteinander reagieren zu lassen, so daß mit der Rückkehr in den Ionenzustand die Farbe wieder verschwindet. Unter Umständen können die Na-Atome zu größeren kolloiden Komplexen zusammentreten und die Blaufärbung bewirken. Ich habe aber schon frühzeitig darauf hingewiesen, daß es zwischen der amikroskopischen Gelbfärbung und der kolloiden Blaufärbung noch einen Übergangszustand gäbe, eine amikroskopische Blaufärbung. Die Gelbfärbung rühre von Na-Atomen her, die noch irgendwie an das Gitter gebunden sind, die amikroskopische Blaufärbung von Na-Atomen, die weitgehend befreit sind, und diese könnten dann zu kolloiden Komplexen zusammentreten. Darauf komme ich später noch zurück.

Welche Strahlenquellen kommen nun für die Färbung des natürlichen Blausalzes in Betracht? Zuerst dachte man an das Radium, doch erhob sich gleich das Bedenken, daß gerade die Steinsalzlager sehr arm an Radium sind. *Doelter* verwies auf das Kalium als radioaktive Strahlenquelle. Diese Vermutung wird gestützt durch die enge Vergesellschaftung des blauen Salzes mit Sylvin und anderen Kalisalzen, eine alte bergmännische Erfahrung, die durch viele Sammlungsstücke belegt werden kann. Schließlich hat *O. Hahn* (4) darauf hingewiesen, daß sich RaD, ein Bleiisotop, das durch stark aktive Tiefenwässer den Salzlagern zugeführt worden sein mag, sich mit dem Sylvin und dem sich mit diesem sekundär umkristallisierenden Steinsalz abgeschieden haben kann. Das α-strahlende Folgeprodukt Polonium wäre dann eine ergiebige Strahlenquelle, die neben dem Heliumgehalt der Salze auch die Blaufärbung bewirkt haben könnte.

Außer der radioaktiven Strahlung kommt für die Färbung sicher auch der physikalische und chemische Zustand des Salzes in Betracht. Für die Färbung sind Störungen des Kristallgitters maßgebend[1]. Diese können durch Verunreinigungen sowie durch plastische Deformation (Druck), bewirkt werden. *Goldstein* (5) hatte schon gefunden, daß viele Salze sich nur dann durch Bestrahlung färben lassen, wenn sie mit gewissen anderen Salzen erhitzt werden. Für die Alkalihalogenide hat mein Schüler *E. Jahoda* (6) gezeigt, daß ihre Färbbarkeit durch Fremdionen erhöht wird. *Smakula* (7), der dies in Göttingen quantitativ verfolgt hat, fand, daß es für die Färbbarkeit einen optimalen Fremdionengehalt gibt, oberhalb dessen sie wieder abnimmt.

Ebenso wird durch Pressen die Färbbarkeit des Steinsalzes erhöht und vor allem schlägt die Farbe eines stark gepreßten Steinsalzkrystalls, der sich unter Radiumbestrahlung grünlich-schwarz färbt, bei Belichtung in Blau um. Viele natürliche dunkelblaue Steinsalzstücke zeigen deutlich, daß sie durch Druck stark verformt worden waren.

---

[1] Nach neueren Anschauungen wäre ein primäres Farbzentrum durch ein Elektron gebildet, das in einer Anionen-Fehlstelle gefangen ist. Der Unterschied gegenüber meiner alten Annahme, ein Farbzentrum sei ein neutralisiertes Na-Atom an einer gestörten Stelle des Gitters, ist der, daß jetzt das Elektron nicht einem bestimmten von sechs Nachbar-Na-Ionen zugeordnet, und daß über die Natur der Störstelle eine spezielle Annahme gemacht wird (vergl. *F. Seitz*, Rev. of Modern Phys. *18* [1946], 401).

Wird ein künstlich durch Pressen, Bestrahlung und Belichtung blau gefärbtes Steinsalzstück längere Zeit aufgehoben, so beobachtet man oft das Auftreten farbloser Stellen auf blauem Untergrund, die mit der Zeit wachsen, wobei das farblose Gebiet manchmal regelmäßig kristallographisch begrenzt erscheint. Da die Blaufärbung mit Gitterstörungen zusammenhängt, muß hier ein Ausheilen derselben, also eine Rekristallisation stattgefunden haben, was auch durch Röntgenaufnahmen erwiesen ist. Nach dieser Verfärbungsmethode konnten wir auf der Tagung der Bunsengesellschaft in Wien 1931 nach dem Prinzip der Zeitraffung das Wachstum eines Rekristallisationshofes kinematographisch vorführen.

Im allgemeinen ist ein Kristall um so gestörter, je rascher er gewachsen ist, was durch Färbungsversuche an künstlich gezogenen Kristallen erwiesen ist. Die Abhängigkeit der Färbung von Verunreinigungen, Druck und Wachstumsgeschwindigkeit läßt aber auch an natürlichen Blausalzkristallen ihre Geschichte ablesen. Besonders instruktiv ist da das violette Steinsalz aus dem Grimbergschacht bei Heringen im Werratal (8), von welchem interessanten Vorkommen ich Herrn *A. Berger* in Mödling ein reiches Material verdanke. Die Stücke zeigen meist abwechselnd helle und dunkle Anwachsschichten nach den Würfelflächen und dunkle Gleitstreifen nach den Rhombendodekaederflächen. Viele Stücke lassen an der Neigung der Grenzflächen zwischen den Beckeschen Anwachspyramiden erkennen, daß das Wachstum in der Richtung zweier Achsen nicht gleich rasch vorgeschritten ist; immer ist dann die rascher gewachsene Pyramide im ganzen dünkler gefärbt als die langsamer gewachsene. Man erkennt auch sehr deutlich, daß das Verhältnis der Wachstumsgeschwindigkeiten nach zwei Achsenrichtungen sich aus einem noch nicht ersichtlichen Grunde manchmal plötzlich umgekehrt hat. Die ganze Frage des ungleichen Wachstums eines regulären Kristalls nach zwei gleichwertigen Richtungen ist sehr interessant und noch ganz ungeklärt.

Den Mineralogen sind die tadellos ausgebildeten langgestreckten Steinsalzprismen von Wieliczka bekannt. Als zufällige Bildung läßt sich das nicht abtun. Eine Beeinflussung durch Strömungen ist nicht plausibel, wenn man sieht, wie diese Prismen in derselben Kristallgruppe oft ganz verschieden orientiert sind. Tatsächlich hat bei solchen Prismen das Seitenwachstum ganz aufgehört, wie ich nach der Verfärbungsmethode nachweisen konnte. Ein Prisma, das ich Herrn Hofrat *Michel* verdankte, wurde durch Radiumbestrahlung gelb und hierauf durch Erwärmung blaugefärbt. Dabei traten die Anwachszonen deutlich in Erscheinung und man konnte sehen, daß zwar in der Nähe der aufgewachsenen Basis noch seitliche Anwachspyramiden vorhanden sind, dann aber die Streifung senkrecht zur Prismenachse den ganzen Kristall durchsetzt, daß also von da an überhaupt kein Seitenwachstum stattgefunden hat. Es muß eine „Vergiftung" der Seitenflächen stattgefunden haben, vielleicht durch eine anisotrope oberflächliche Fremdstoffschichte. Die ganze Frage bedarf noch einer eingehenderen Untersuchung.

Manche oft recht auffallende Verteilungen der Farbe im natürlichen blauen Steinsalz lassen sich auf Grund des Prinzips der optimalen Fremdionenkonzentration deuten, unter Heranziehung von Diffusionserscheinungen im festen Salz nach Art der „geologischen Diffusionen" *R. E. Liesegangs*. Für solche Diffusionsvorgänge sprechen die im blauen Steinsalz häufig auftretenden farblosen Höfe um Einschlüsse, die darauf hinweisen, daß von den Einschlüssen aus eine die Färbung verhindernde oder zerstörende Substanz in das Steinsalz diffundiert ist. Solche Höfe, die bei kleinen Einschlüssen genau kugel- bzw. kreisförmig begrenzt sind, erhält man auch bei der Färbung eines Einschlüsse enthaltenden Steinsalzstückes mittels Na-Dampfes.

Eine seltene Farbverteilung in Form von blauen Ringen bzw. Bläschen, besonders schön zu sehen an einem Stück der Sammlung des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Wiener Universität, läßt sich folgendermaßen deuten: Diffusion

von Fremdionen von einzelnen Zentren aus gibt durch Begünstigung der Färbung blaue Ballen. Steigt aber die Konzentration der Fremdionen zu sehr an, so wird bei Überschreitung der optimalen Konzentration die Färbung wieder abnehmen, so daß man bei fortschreitender Diffusion blaue Kugelschalen mit farblosem Inneren erhält, wie sie in dem genannten Falle vorliegen. Die Oberflächen der Kugelschalen stellen Flächen gleicher Fremdionenkonzentration dar. Auf dieselbe Weise ist die Färbung der Ecken von Steinsalzwürfeln zu verstehen, die in Sylvin oder Carnallit eingewachsen sind. Einer meiner Dissertanten, Herr *G. Biegelmeier*, hat die Diffusionstheorie auf den Fall der Diffusion aus einem homogenen Medium in einen Würfel hinein angewendet und ist schon zu bemerkenswerten Resultaten gekommen, die mit den Beobachtungen weitgehend übereinzustimmen scheinen. Es wäre verlockend, hier die Kaliumionen als hineindiffundierende Substanz anzunehmen, die sowohl durch ihre Radioaktivität wie durch die Störung des Steinsalzgitters an der Färbung beteiligt sein könnten. Wieder stellen die inneren Begrenzungen der blauen Farbe der Würfelecken Flächen gleicher Konzentration dar. Den umgekehrten Fall konnte ich an einem mir von Dr. *D'Ans* von der Kaliforschungsanstalt in Berlin geliehenen Steinsalzstück feststellen, in dem Einschlüsse von Sylvin von blauen Säumen im Steinsalz umgeben sind.

Will man die Färbung des blauen Steinsalzes durch eine radioaktive Einwirkung erklären, so genügt es natürlich nicht, dies blos qualitativ hinzuwerfen; man muß auch zusehen, ob die vorhandenen Strahlenquellen auch quantitativ zur Verfärbung ausreichen. Hiezu muß man erst wissen, wie viel neutrale Natriumatome im blauen Steinsalz enthalten sind, welche Energie zu ihrer Bildung nötig war und welche Mengen radioaktiver Stoffe in ihm enthalten sind oder waren.

Zu einer Schätzung des Gehaltes an metallischem Natrium gelangt man auf folgende Weise (9): nach Frau *Sawostianowa* (10), welche die Miesche Theorie der Lichtstreuung auf den Fall von Natriumteilchen in Steinsalz angewendet hat, beträgt der Durchmesser der Na-Teilchen, die dem Salz eine blaue Farbe erteilen, 40 bis 80 . 10^{-7} cm. Für eine mittlere Teilchengröße von 50 . 10^{-7} cm ist dann die Masse eines Teilchens $6{\cdot}2 \cdot 10^{-7}$ cm³. Da die Teilchen im Ultramikroskop getrennt erscheinen, kann ihr Abstand voneinander nicht kleiner sein, als die Wellenlänge des Lichtes. Nehmen wir ihn zu 10^{-4} cm an, so sind in einem Kubikzentimeter Salz 10^{12} Teilchen enthalten, in einem Gramm $0{\cdot}5 \cdot 10^{12}$. Die Masse des Natriums in einem Gramm blauen Steinsalzes ergibt sich daraus zu $3 \cdot 10^{-5}$ Gramm, entsprechend $0{\cdot}8 \cdot 10^{18}$ neutralen Na-Atomen pro Gramm Steinsalz. Dies ist nur eine rohe Schätzung, sie wird aber gestützt durch die Tatsache, daß die Göttinger Arbeiten (11) aus der optischen Absorptionskurve eines stark mit Na-Dampf gefärbten Steinsalzes für die Zahl der Farbzentren (der neutralisierten Na-Atome) die Größenordnung 10^{18} ergeben haben.

Die zur Bildung eines neutralen Na-Atoms im Steinsalz nötige Energie ergibt sich aus der langwelligen Grenze der zur Färbung noch ausreichenden ultravioletten Strahlung, etwa 200 mμ, zu $2{\cdot}3 \cdot 10^{-19}$ cal. Zur Färbung des natürlichen blauen Steinsalzes sind somit $0{\cdot}8 \cdot 10^{18} \cdot 2{\cdot}3 \cdot 10^{19} = 0{\cdot}18$ cal pro Gramm erforderlich.

Was nun die radioaktiven Strahlenquellen betrifft, so scheidet der Uran-Radiumgehalt des Steinsalzes als viel zu unbedeutend aus. Nach der sehr sorgfältigen Untersuchung von *E. Kemény* (12) beträgt der Radiumgehalt des Steinsalzes — ein Unterschied zwischen farblosem und blauem zeigte sich nicht — nicht mehr als $3 \cdot 10^{-16}$ Gramm Ra pro Gramm Salz, der Urangehalt 5 . 10^{-10}. Da 1 Gramm Uran mit seinen Folgeprodukten 0·8 cal pro Jahr entwickelt, entwickelt die im Steinsalz enthaltene Menge $4 \cdot 10^{-10}$ cal im Jahr. Die Einwirkung müßte daher, um die Färbung zu bewirken, $0{\cdot}18 : 4{\cdot}10^{-10} = 4{\cdot}5 \cdot 10^{8}$ Jahre gedauert haben, eine unzulässig lange Zeit, da selbst die primären Steinsalzlager (altes Steinsalz), in denen

fast nie Blausalz zu finden ist, nur ein Alter von etwa $2 \cdot 10^8$ Jahren haben (Perm der mitteldeutschen Lager).

Zur Prüfung der *Hahn*schen Hypothese, die Färbung sei durch das RaD, bzw. durch sein Folgeprodukt Polonium bewirkt worden, welch letzteres seine α-Strahlen in Form von Helium im Salz hinterlassen hat, ist der Heliumgehalt des Steinsalzes — auch hier zeigt sich kein Unterschied zwischen farblosem und blauem Steinsalz — 10^{-7} cm³ pro Gramm (13) in die Zahl der Atome (α-Teilchen) umzurechnen und diese Zahl $2{\cdot}7 \cdot 10^{12}$ mit der Energie eines α-Teilchens des Po zu multiplizieren. Dies gibt 0·5 cal pro Gramm Salz. Der Vergleich mit der oben angegebenen Zahl 0·18 cal pro Gramm zeigt, daß die dem Heliumgehalt entsprechende Radioaktivität rein energetisch zur Färbung ausreicht.

Kalium entwickelt nach älteren Angaben $11{\cdot}7 \cdot 10^6$ cal pro Gramm im Jahr, nach neuen Bestimmungen von *E. Gleditsch* (14) $38 \cdot 10^{-6}$. Nimmt man an, im blauen Steinsalz sei ein Promille K enthalten, so ergibt sich für die zur Färbung erforderliche Zeit nach den älteren Angaben $1{\cdot}5 \cdot 10^7$ Jahre, nach den neueren $5 \cdot 10^6$ Jahre, eine durchaus zulässige Zeit. Doch steht eine Bestimmung des Kaliumgehaltes im Blausalz noch aus.

Indessen leiden diese ganzen Betrachtungen noch an schweren Mängeln. Ersteens wurde stillschweigend angenommen, daß die ganze Strahlungsenergie zur Färbung ausgenützt wird. Nach Messungen von *Frl. Leitner* (15) an der Färbung des Steinsalzes durch β-γ-Strahlen wird aber nur ein Zehntel oder Hundertstel ausgenützt. Dieser Einwand ist nicht allzuschwerwiegend, da diese Messungen sich auf ungestörtes Steinsalz bezogen, während gestörtes, wie es das natürliche Blausalz in der Regel ist, eine bessere Ausbeute ergibt. Schwerer wiegt ein anderes Bedenken: die geringe Stabilität der zuerst gebildeten Farbzentren. Nach Frl. *Belar* (16) entfärbt sich das durch β-γ-Strahlung gelb gefärbte Steinsalz anfänglich mit einer Halbwertszeit von etwa einem Jahr spontan (Dunkelreaktion). Wenn die zuerst gebildeten Zentren alle so labil wären, könnte sich im Hinblick auf die geringe Intensität der natürlichen Strahlenquellen das Salz in der Natur überhaupt nicht färben. Nach Messungen von Frl. *Zeckert* (17) enthält künstlich strahlungsverfärbtes Steinsalz allerdings Zentren sehr verschiedener Stabilität, und tatsächlich sind Stücke, die wir vor vielen Jahren durch Bestrahlung gefärbt hatten, immer noch gelb. Es dürften also im Steinsalz auch sehr stabile Zentren vorkommen; ehe aber eine eingehendere Statistik der Zentren und ihrer Stabilität vorliegt, läßt sich die Frage, ob die bekannten Strahlenquellen zur Färbung ausreichen, nicht bindend beantworten.

Aber auch sonst bietet das blaue Steinsalz noch manche Rätsel, wie eine Überraschung zeigt, die wir kürzlich erlebt haben. Ein anderer meiner Dissertanten, Herr *N. Adler*, hatte die Aufgabe, das Absorptionsspektrum und den ultramikroskopischen Befund verschiedener natürlicher Blausalze aufzunehmen. Dabei stellte es sich nun heraus, daß das vorhin erwähnte violette Steinsalz vom Grimbergschacht fast keinen Tyndallkegel zeigt. Dies wäre an sich noch nicht verwunderlich; ob ein Tyndalleffekt beobachtet wird oder nicht, hängt ja von der Intensität des benützten Lichtes ab. Entscheidend ist, aber, daß dunkelblaues Steinsalz von Staßfurt durch Erwärmen in einen Zustand versetzt werden kann, in dem es, wieder abgekühlt, violett ist, dasselbe Absorptionsspektrum wie das violette Salz vom Grimbergschacht gibt, aber mit derselben ultramikroskopischen Anordnung wie jenes untersucht, einen schönen, der violetten Farbe entsprechenden gelben Tyndallkegel zeigt. Bei qualitativ und quantitativ gleicher Farbe ist in den beiden Fällen der ultramikroskopische Befund ganz verschieden, und die Teilchen im violetten Grimberger Salz sind zumindest wesentlich kleiner als jene im violett gewordenen Staßfurter Salz, wenn sie überhaupt noch als kolloid anzusprechen sind. Ich hatte schon im Jahre 1923 Bedenken, ob das durch Radiumbestrahlung und nachträgliche Erwärmung violett-

gewordene Steinsalz seine Farbe kolloiden Teilchen verdanke, da sich nur ein sehr schwacher Tyndall nachweisen ließ. Ich schrieb damals: „Es ist vielleicht nicht überflüssig zu bemerken, daß natürlich kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der mit freiem Auge wahrgenommenen Färbung und dem ultramikroskopischen Befund besteht. Es läßt sich auch nicht ohne weiteres feststellen, wie viel von der wahrgenommenen Farbe auf Rechnung der Ultramikronen zu setzen ist." Bei dem künstlichen blauen Preßsalz haben wir auch vergebens nach einem Tyndall gesucht. Es scheint, daß sich zwischen die primäre Gelbfärbung und der kolloiden Blaufärbung noch ein Zwischenstadium einschiebt, violett bis blau, aber mit wesentlich kleineren, vielleicht sogar atomaren Teilchen. In der Natur sind die typischen Vertreter dieser drei Stadien das gelbe Steinsalz von Hall in Tirol und von Hallstatt, das violette Salz vom Grimbergschacht und das blaue Staßfurter Salz.

Ich fürchte, ich habe hier mehr Fragen aufgeworfen als beantwortet. Aber eine gewisse Aufräumearbeit ist doch geleistet und ich bin überzeugt, daß wir auf dem rechten Wege sind.

1. *Siedentopf, H.,* Phys. Zs. *6* (1905), 855. — 2. *Przibram, K.,* u. *M. Belar,* Wien. Ber. II a, *132* (1923), 261. — 3. *Schauberger, O.,* Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, *83* (1935), 115; *Przibram, K.,* u. *O. Schauberger,* Wien. Anz. 12. Dez. 1935. — 4. *Hahn, O.,* u. *H. J. Born,* Naturwiss. *23* (1935), 739. — 5. *Goldstein, E.,* Phys. Zs. *3* (1902), 149. — 6. *Jahoda, E.,* Wien. Ber. II a, *135* (1935), 675. — 7. *Smakula, A.,* Götting. Nachr. Math. Phys.-Kl. 1929, 110. — 8. *Przibram, K.,* Wien. Ber. II a, *143* (1934), 489. — 9. *Przibram, K.,* Acta Physica Austriaca, *1* (1947), 131. — 10. *Savostianowa, M.,* Zs. f. Phys. *64* (1930), 262. — 11. *Mollwo, E.,* Götting. Nachr. Math. Nat. Kl. *1* (1934), 85. — 12. *Kemeny, E.,* Wien. Ber. II a, *150* (1941), 193. — 13. *Koczy, F.,* Wien. Ber. II a, *148* (1939), 89. — 14. *Gleditsch, E.,* u. *T. Gráf,* Phys. Rev. *72* (1947), 641. — 15. *Leitner, I.,* Wien. Ber. II a, *145* (1936), 407; Berichtigung hiezu Wien. Anz. 10. Juni 1937. — 16. *Belar, M.,* Wien. Ber. II a, *135* (1926), 187. — 17. *Zeckert, B.,* Wien. Ber. II a, *136* (1927), 337.

Diskussion: *Machatschki, Haberlandt, Medwenitsch, Schroll.*

Monatsversammlung

am 24. Mai 1948.

Vortrag:

Chr. Exner:

Die Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung.

Der Kalinatronfeldspat ist der meist mengenmäßig bedeutendste gesteinsbildende Gemengteil in den azidischen Gneisen (aplitische, granitische, granosyenitische Gneise) und Gneisplutoniten (Gneisgranite, Gneissyenite) der östlichen Hohen Tauern. Der Vortragende hat bei Prof. *A. Köhler* (Wien) gelernt, der Zwillingsbildung, Perthitausbildung, Mikroklingitterung, Antiperthitbildung, dem Achsenwinkel $2V\alpha$ und anderem besondere Aufmerksamkeit zu widmen. *A. Köhler* war auf Grund langjähriger Erfahrungen zur Anschauung gelangt, daß diese mineralogischen Daten, mehr als dies bisher anerkannt wurde, brauchbare geologische Leitindikatoren abgeben. Ein so einfach gebautes, alpidisch jung kristallisiertes, mehrere Kilometer in der Vertikalen architektonisch erschlossenes und durch wohlabgegrenzte Gneiskerne und Gneisdecken stockwerksmäßig gegliedertes Gebirge wie die östlichen Hohen Tauern schien uns dafür das geeignete Beobachtungsobjekt. Und diese glückliche Verbindung der Feldspat-Mineralogie und Alpentektonik zeitigte nach zweijährigen diesbezüglichen

petrographischen Untersuchungen des Vortragenden ein positives Ergebnis und damit einen kleinen Fortschritt in der Richtung auf die Lösung des Zentralgneisproblemes.

Die Kalinatronfeldspate unseres Gebietes sind Na-reiche bis Na-arme Mikrokline und können nach ihrer Ausbildungsform in drei Typen gegliedert werden, welche mit römischen Ziffern gekennzeichnet seien:

Knaf. III (Abkürzung für: „Kalinatronfeldspat vom Typus III"): Mikroklinmikroperthit. Mikroklingitterung meist unscharf und auch in den hiefür optimalen Schnittlagen meist nur flau. Karlsbader Zwillinge häufig. Zwillingsverwachsungsebene ist meist scharf die M-Fläche. Gegenseitige Durchdringung der Zwillinge äußerst selten. Bavenoer Zwillinge sind selten. Eine ausgesprochen harte und feine Mikroklingitterung fehlt. Regelmäßige, subparallele Faser- und Aderperthitbildungen mit perthitischen Resorptionsrändern (Beweis für Entmischungsnatur dieser Perthitbildungen) sind charakteristisch. Der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ des Mikroklins schwankt zwischen 54 und 85°. Weitaus am häufigsten sind Achsenwinkel mit $2\,V\alpha = 60$ bis 80°.

Knaf. II: Mikroklinmikroperthit bis Mikroklin. Zwillinge seltener. Gegenseitige Durchdringung der Zwillinge fehlt. Die Mikroklingitterung ist deutlicher als bei Knaf. III. Es fehlen regelmäßige Faser- und Aderperthitbildungen. Weiters fehlen die Entmischungsstrukturen (Resorptionsränder) der Perthitbildungen. Die vorhandenen Ader- und Haufenperthitbildungen zeigen unregelmäßige schwammige Strukturformen innerhalb der Mikroklinkörner (Sekundärperthite, Entstehung durch Umlagerung der Na-Substanz im Mikroklin, Diffusion, Metasomatosen). Der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ des Mikroklins schwankt zwischen 54 und 90°.

Knaf. I: Mikroklin und Isomikroklin (= optisch positiver Mikroklin). Intensive harte feine Mikroklingitterung. Zwillinge wie bei Knaf. II. Perthitbildungen fehlen gänzlich (sekundäre Austreibung der Na-Substanz aus dem Mikroklinkorn. Knaf. I ist auch völlig frei von Plagioklaseinschlüssen, welche sonst in den Kalinatronfeldspaten [Knaf. III und II] der Tauern so ungemein häufig sind. Es wurden also nicht nur perthitische Albitsubstanzen, sondern auch die eingeschlossenen größeren und älteren Albitkristalle sekundär aus dem Mikroklin ausgetrieben). Der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ schwankt zwischen 64 und 101°. Häufig finden sich Achsenwinkel mit $2\,V\alpha > 90°$.

Das tektonisch höchste Gneisstockwerk der östlichen Hohen Tauern ist die *Rote Wand-Modereck-Gneisdecke (M. Stark, L. Kober).* Sie ist von Kleindorf im Mölltal bis zum Modereck, also auf 25 km Länge erschlossen und wurde von *S. Prey* (1937) neuerdings petrographisch und feldgeologisch untersucht. Ihm dankt der Vortragende die Einsichtnahme in einige Dünnschliffe. Ergänzendes Material hat der Vortragende selbst gesammelt. In den Gneisen dieser Decke findet sich nur *Knaf. I,* und zwar mengenmäßig sehr reichlich und als einziger Repräsentant der Kalinatronfeldspatgruppe. Sogar richtige Augengneise mit 1 bis 2 cm langen Knaf.-I-Augen baut er auf. Hingegen fehlen Knaf. II und Knaf. III vollständig.

Ein tiefes tektonisches Stockwerk stellt die Gneisregion südlich Badgastein dar, die vom Tauerntunnel und vom neuen Radhausberg-Unterbaustollen durchörtert ist. Es handelt sich um den *Hölltor-Rotgülden-Gneiskern* (= „Ankogeldecke" *L. Kobers)* und die *Romate-Gneisdecke* (= tieferer westlicher Lappen der „Hochalmdecke" *L. Kobers).* In diesem Gebiet bewegen sich die derzeitigen petrographischen und feldgeologischen Untersuchungen des Vortragenden. Hier überwiegt Knaf. III und kommt Knaf. II vor. Hingegen fehlt Knaf. I vollständig.

Eine tektonische Zwischenstellung zwischen den beiden genannten Regionen nimmt das ebenfalls vom Vortragenden petrographisch untersuchte Gebiet um den im Jahre 1945 vollendeten Siglitz-Unterbaustollen zwischen dem Gasteiner Naßfeld und Kolm-Saigurn ein. Es handelt sich um die *Siglitz-Gneisdecke* (= höherer westlicher Lappen der „Hochalmdecke" *L. Kobers).* Eine ähnliche tektonische Position

kommt auch der *Lonza-Gneislamelle* (südwestlich Mallnitz) zu. In den granitischen Gneisen der Siglitzdecke und Lonzalamelle herrscht Knaf. II. Untergeordnet kommt Knaf. III vor. Perthitfreier Mikroklin ist in der Lonzalamelle sehr häufig; optisch positiver Mikroklin wurde aber nicht gefunden, so daß der Typ Knaf. I in diesen vermittelnden tektonischen Stockwerken nicht nachgewiesen werden konnte.

Aus den Strukturverhältnissen haben bereits *M. Stark* und *S. Prey* abgeleitet, daß die Kalinatronfeldspate der Rote Wand-Modereckdecke aus solchen sekundär hervorgingen, wie sie in den tektonisch tieferen Regionen, also z. B. im Gebiet südlich Badgastein herrschen. Die Beobachtungen des Vortragenden am Riesenaugengneis im Radhausberg-Unterbaustollen machen es wahrscheinlich, daß die Kristallisation des Kalinatronfeldspates dort die alpidischen differentiellen Durchbewegungen im allgemeinen überdauerte, abgesehen von manchen hysterogenen Zerreißungs- und Zertrümmerungserscheinungen.

Durch den Vergleich der Kalinatronfeldspat-Ausbildung und der Tektonik kommen wir zum eindeutigen Ergebnis, daß die Ausbildung des Kalinatronfeldspates gesetzmäßig an das betreffende tektonische Stockwerk im Bau der östlichen Hohen Tauern gebunden ist. Die Ausbildungsformen — man könnte auch von Submodifikationen sprechen —, des Kalinatronfeldspates, den wir heute im Dünnschliff beobachten, sind offenbar das Ergebnis der während der letzten regionalen Gesteinsprägung wirkenden Lösungsumsätze und Kristallisationsvorgänge. Ebenso wie der Bewegungsstil in der Tiefe und in der Höhe des Tauernkörpers während des letzten regionalen orogenen Prägungsaktes verschieden war (Einengungstektonik im tieftaueriden Stockwerk, Tangentialtransporttektonik im hochtaueriden Stockwerk), so waren auch die mineralfaziellen Bedingungen verschieden. Im tieftaueriden Stockwerk war während der letzten regionalen Prägungsphase (kritische Zentralgneisfazies) Knaf. III stabil, während im hochtaueriden Stockwerk geologisch gleichzeitig Knaf. I stabil war. Knaf. II nimmt mineralogisch und tektonisch eine vermittelnde Stellung ein. Da wir annehmen können, daß der gesamte Tauernkörper noch von etwa 10 km mächtigen höheren Schubmassen während dieser letzten regionalen Prägungsphase (kritische Zentralgneisfazies) überdeckt war, dürfte die Ursache der verschiedenen mineralfaziellen Ausbildungen im tieftaueriden und hochtaueriden Stockwerk vor allem den Temperaturunterschieden zuzuschreiben sein (alpidische Gneisifikations- und Granitisationsfront). Jedenfalls kann man von einem tieftaueriden mineralfaziellen Starkwirkungsbereich schon heute sprechen, ohne daß wir uns voreilig bezüglich der noch wenig bekannten, hoffentlich durch das Experiment bei hohen künstlichen Drucken bald geklärten physiko-chemischen Bedingungen der kritischen Zentralgneisfazies weiter in Hypothesen versteigen.

Für die Plagioklase wird ein ähnliches Schema in den östlichen Hohen Tauern vom Vortragenden aufgezeigt, welches sich im Prinzip an die von *B. Sander* bezüglich der Plagioklase des Tauernwestendes schon im Jahre 1912 dargelegten Tatsachen anlehnt, die auch für die östlichen Hohen Tauern gelten. Einige Lichtbilder illustrieren die verschiedenen Typen der Kalinatronfeldspate und Plagioklase.

Weiters werden die gegenseitigen Verdrängungserscheinungen: Kalinatronfeldspat $\rightleftarrows$ Plagioklas in den Gneisen der östlichen Hohen Tauern in Lichtbildern gezeigt. Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases wurde in den Tauern erstmals von *R. Staber* gefunden und konnte in reicher Formenmannigfaltigkeit mit allen Übergangsstadien durch den Vortragenden im granosyenitischen Gneis und Gneisgranosyenit der Romatedecke studiert werden. Der umgekehrte Vorgang — die Schachbrettalbitisation des Kalinatronfeldspates — ist besonders günstig im granitischen Siglitzgneis ausgebildet. Beide Vorgänge sind keineswegs auf Grenzflächenreaktionen (Reaktionsgefüge im engeren Sinne) beschränkt. Die Verdrängungserscheinungen sind nämlich nicht streng an eine zentripetale Richtung gebunden (von der Korngrenze

gegen das Innere des Mutterfeldspatkornes schlauchförmig oder sonst wie vorschreitend), sondern beginnen häufig inmitten des Mutterkornes, ohne Kanäle zu den Korngrenzen erkennen zu lassen. Für die Schachbrettalbitisation wird das Entmischungsprinzip und das Metasomatoseprinzip an Beispielen illustriert. Das reichhaltige Erscheinungsbild können wir nicht anders als mit Diffusionen interpretieren, welche während der kritischen Zentralgneisfazies ohne Rücksicht auf die Korngrenzen wirkten (Reaktionsgefüge im weiteren Sinne). Ähnliche Diffusionen der Reaktionsgefüge im weiteren Sinne vollziehen sich bei den Sekundärperthiten, bei der Austreibung der Albitsubstanz, welcher Vorgang unter anderem mit der Bildung des Knaf. I einherging, weiters bei der Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases und bekanntlich nach *E. Christa und H. P. Cornelius* auch bei der Genese der echten Plagioklasfülle.

Beachtenswert ist die Horizontbeständigkeit der diffusiven Lösungsumsätze der kritischen Zentralgneisfazies. Im granitischen Gneis des Hölltor-Rotgülden-Kernes ist Myrmekit häufig und echter Schachbrettalbit fehlt. Im Plagioklasgneis der Woiskenmulde ist der Kalinatronfeldspat stets in echten Schachbrettalbit umgewandelt, Myrmekit fehlt. Im granosyenitischen Gneis der Romatedecke fehlt Myrmekit, Schachbrettalbit ist sehr selten und generell vollzieht sich hier eine in allen Stadien zu beobachtende Kalinatronfeldspatisation des Plagioklases. Der granitische Siglitzgneis ist reich an echtem Schachbrettalbit, während Myrmekit äußerst selten vorkommt.

Die eben genannten Gneiszonen liegen regelmäßig, flach geneigt, annähernd planparallel übereinander (Mächtigkeit des Gesamtkomplexes beträgt 5 km). Wo bleibt das Intrusionswirrwarr der Magmatisten, die diese Gneislagen als verschiedene, zeitlich abgestufte Magmeneinschübe während der alpidischen Orogenese deuten? Die Petrogenese dieser Gneise und Gneisplutonite läßt sich viel leichter durch Transformation präexistierenden Gesteinsmaterials deuten. Stratigraphische Beweise, die der Vortragende an Hand von Bildern und Handstücken vorweist, lassen erkennen, daß sich diese Transformationen (ichoretischer Stoffumsatz, Gneisifikation, wahrscheinlich auch Granitisation) während der alpidischen Orogenese vollzogen. Ihre Stoffumsätze und Diffusionen sind sehr wesentlich von denen der *Becke-Grubenmann-Niggli*schen Normalmetamorphose kristalliner Schiefer (Terminus: „Normalmetamorphose" nach *P. Eskola*) verschieden. Wir befinden uns im tieftaueriden Stockwerk der östlichen Hohen Tauern im Grenzbereich zwischen Normalmetamorphose und Plutonismus. Hier gibt es in Zukunft noch viel Arbeit zu leisten.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren: *H. Haberlandt, L. Kober, A. Köhler, H. Leitmeier, S. Prey* und *M. Stark*.

Monatsversammlung

am 22. November 1948.

Demonstrationsvortrag:

Karl Kontrus:

Über einige neue und interessante Mineralfunde aus Bleiberg in Kärnten.

Mit 2 Textabbildungen.

In den letzten Jahrzehnten lieferte der Blei-Zink-Bergbau Bleiberg in Kärnten nicht mehr jene schönen Wulfenitstufen wie die Gruben von Schwarzenbach in Unterkärnten. Um so überraschender war es, daß im Jahre 1945 im Stefaniestollen, 6. Lauf, prachtvolle Wulfenite von einer Schönheit an Form, Größe und Glanz auf-

geschlossen wurden, wie sie vorher in Bleiberg nur ganz selten zu finden waren. Diese Prachtstufen vorzulegen und kurz zu beschreiben, war der Zweck meines Vortrages und dieses Berichtes.

Besonderes Interesse erweckten eigenartige Kristallgebilde, die auf den ersten Blick wie Verwachsungen zweier Kristalle aussehen, wobei der eine gegen den anderen um 45° gedreht erscheint (s. Abb. 1). Die nähere Untersuchung lehrt jedoch, daß es sich hier bei späterer Stoffzufuhr um eine Fortwachsung älterer Kristalle handelt, womit eine völlige Trachtänderung verbunden ist. Der innere, tafelförmige, dunkelhonigbraune, auf allen Flächen stark glänzende Kernkristall ist von (001), (110) und (113) begrenzt und ist zum Teil aus mehreren, nach (001) verzwillingten Tafeln zusammengesetzt. Diese ältere Generation sitzt unmittelbar auf dem Wettersteinkalk auf. Bei der späteren Fortwachsung änderte sich die ursprüngliche Tracht in dem Sinne, daß

Abb. 1. Wulfenit-Kristalle mit Fortwachsungen bei gleichzeitiger Trachtänderung. Fundort Bleiberg, Grube Stefanie, 6. Lauf.

(110) und (113) stark oder ganz zurücktreten und nunmehr die Fläche (102) neben der Basis vorherrscht. Durch das Dominieren der ersten Fläche kommt jene scheinbare Drehung um 45° zustande, die man zunächst vermuten möchte. Außerdem tritt schmal das Prisma (101) und eine schmale Pyramide (111) auf. Die Trachtänderung kann so weit gehen, daß nur mehr die Flächen (102) und (001) an der Fortwachsung beteiligt sind. Während die (111) ebenso wie die (110) und (113) stark diamantglänzend sind wie am Kernkristall, sind die (102)-Flächen matt. Ab und zu tritt noch eine stark glänzende hemimorphe Pyramidenfläche mit für mich nicht festlegbaren Indizes auf. In anderen Fällen beschränkt sich die Fortwachsung nur auf das Anwachsen kleiner Individuen an der Basis oder an anderen Flächen des Kernkristalls. Auch die Farbe der jüngeren Bildung ist verschieden, sie ist stets ein hell leuchtendes Pomeranzgelb zum Unterschied gegen das Dunkelhonigbraun des Kernkristalls. Es finden sich schließlich unter den alten Bildungen auch solche, deren Basis grauviolett ist und deren Flächen matt irisieren; auch sie zeigen obige Fortwachsungen in kleinem Maße. Der Habitus aller dieser Kristalle ist tafelig und sie erreichen eine Kantenlänge von 1 cm beim Kernkristall und 2 cm bei der jüngeren Generation. Im Hangenden der großen Wulfenitkluft des 6. Laufes fand sich ferner ein Bleiglanzstück mit Cerussit, an dessen Oberfläche gleichfalls kleine Kriställchen der zweiten Generation aufsitzen.

Im dritten Lauf der Grube Stefanie, Barbarastollen genannt, gab es ebenfalls in diesem Jahre eine Überraschung: angefahrene Hohlräume waren mit einem Konglomerat erfüllt, das von Wulfenitkristallen umkrustet war, welche die verschiedensten Trachten aufweisen, die zum Teil an die von Schwarzenbach bekannten pyramidal-hemimorphen Ausbildungen erinnerten, zum Teil an die von Přibram beschriebene nadelförmige bis meißelförmige Tracht. Es lassen sich bei diesen mannigfach gefärbten, farblosen, hellgelben, hellgrauen, rötlich pomeranzgelben, gelbgrünen, grünen und dunkelgrauen bis schwarzen Kristallen drei bis vier Generationen feststellen.

Die älteste Generation mit (110), (111) und kleiner (001), das Prisma tonnenförmig gestaltet, sitzt auf zersetztem Bleiglanz auf und sieht ganz den hemimorphen Formen von Schwarzenbach ähnlich. Bei größerer Entwicklung von (001) ist diese von zahlreichen spitzen Pyramiden (111) besetzt. Auf diesen rötlich pomeranzgelben Kristallen sitzt eine zweite grünlichgelbe Generation von rein tafeligem Habitus. Die dritte Generation besteht aus farblosen oder grauen, wachsgelben, gelbgrünen, grünen oder dunkelgrauen bis schwarz gefärbten meißelförmigen bis nadeligen oder pyramidalen Formen, ähnlich jenen, die *V. von Zepharovich* (1) von Přibram beschrieben hat. Als Begrenzung treten die Flächen (110) und (111) neben vermutlichen Prismen (340) oder (560) auf. Durch das Alternieren von (110) und (111) ist erstere Fläche stark gerieft und durch das stärkere Hervortreten der (111) entsteht eine obeliskenartige Form (Abb. 2) an deren Spitze ein weiterer schlanker Obelisk aufsitzt. Die Höhe dieser sonderbaren Gebilde erreicht 2 cm. Die Farbe des ältesten Sockels ist im allgemeinen gelb, die jüngeren Pyramiden sind farblos, der jüngste Obelisk grau durchscheinend. Die besonderen kristallographischen Verhältnisse werden von anderer Seite im Mineralogischen Institut der Wiener Universität beleuchtet werden. Als vierte Generation sitzen auf den Nadeln und Obelisken pomeranzgelbe Fortwachsungen mit (110), (113) und (001), ähnlich den älteren Kristallen aus dem 6. Lauf (s. Abb. 1).

Abb. 2. Hemimorpher Kristallstock von Wulfenit, untere Tafel rötlichgelb, mittlere Pyramide farblos, Obelisk grau durchscheinend. Fundort Bleiberg, Grube Stefanie, 3. Lauf.

Von den anderen schönen Mineralfunden sind folgende erwähnenswert: bis 2 cm große Cerussitkristalle in zersetztem Bleiglanz im Hangenden der Wulfenitkluft im 6. Lauf. Im ultravioletten Licht zeigte sich, daß neben der gelblich-weißen bis gelbgrünen Fluoreszenz einzelne Kristalle der Stufe intensiv grüngelb fluoreszieren, somit einem anderen Mineral angehören müssen. Die nähere Untersuchung der sporadisch auftretenden blättrigen subparallel verwachsenen Aggregate mit einem Durchmesser von 6 bis 8 mm ergab Aufbrausen in kalter, verdünnter Salpetersäure unter Abscheidung eines weißen Niederschlages von $PbSO_4$. In heißem Wasser blättert sich das Mineral auf. Die konoskopische Prüfung an einem Spaltblättchen wies auf ein negatives Mineral mit sehr kleinem Achsenwinkel hin. Diese hellgelblichen, durchsichtigen,

auf den Prismen und Pyramiden diamantglänzenden, auf der Basis perlmutterglänzenden Kristalle gehören danach mit Bestimmtheit dem Mineral *Leadhillit* an. Für Kärnten ist das Mineral bereits bekannt. A. *Himmelbauer* (2) beschrieb es aus Igertsberg bei Schwarzenbach und *Dana* erwähnt es aus Lölling (zitiert in *C. Hintze*). Für Bleiberg ist es meines Wissens neu.

Zur Abrundung des Bildes über die Mineralführung von Bleiberg wurden schließlich besonders schöne Stufen bereits bekannter Minerale vorgewiesen, wie Kieselzinkerz, Cölestin, Vanadinit, Descloizit, Plumbokalzit und die schönen Kalzite, die wohl einer näheren Trachtuntersuchung wert wären.

Für die Frage der Entstehung des Wulfenites sind vielleicht die vorgelegten Stufen von Molybdänsulfid und Ilsemanit von Bedeutung, die ich erst vor kurzem erhielt und die im Rudolfschacht von Dipl.-Ing. *H. Holler* und Dipl.-Ing. *Hoffmann* gefunden worden sind. Diese Füllmasse von Klüften im Wettersteinkalk in nächster Nähe des südlichen Grabenbruches und von den Carditaschichten beträchtlich entfernt, kann derzeit der Bildung nach noch nicht geklärt werden. Es scheint aber wahrscheinlich, daß im Anschluß daran hydrothermale Lösungen die Wulfenite gebracht haben. Dafür spricht nach meiner Erfahrung auch ihr Auftreten. Schmale Nebenklüfte und Haarrisse sind frei von Wulfenit, es macht also nicht den Eindruck einer reinen Lateralsekretion, sondern eher den eines Absatzes aufsteigender Lösungen und Gase. Zu gegenteiliger Ansicht kam in jüngster Zeit *F. Hegemann* (3), der eine Bildung durch absteigende Lösungen annimmt. Um ferner die Ansicht von *W. Siegl* (4) zu stützen, der den Mo-Gehalt aus den benachbarten bituminösen Sedimentgesteinen beziehen will, müßte man zunächst eine hydrothermale Durchtränkung dieses ganzen Komplexes annehmen, aus dem später durch Lateralsekretion die Kluftfüllung stammt.

1. *Zepharovich, V. v.*, Mineralogisches Lexikon, II. 346. — 2. *Himmelbauer, A.*, Tschermaks Mitt. *26* (1907), 494. — 3. *Hegemann, F.*, Heidelberger Beiträge z. Min. u. Petr. I. 1948, Heft 5—6. — 4. *Siegl, W.*, Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, 92. Jg., Heft 1/3, S. 49.

E. Schroll:
Wulfenit aus Nordtirol und Kärnten.

Im Bergbau Dirstentritt bei Nassereith in Nordtirol sind seit Jahrzehnten eigenartige nadelige Wulfenitkriställchen beobachtet worden, ohne daß dieser für den Wulfenit durchaus ungewöhnliche Habitus in der mineralogischen Fachliteratur beachtet worden wäre. Es sind kleine, zarte hellgelbe oder orangegelbe Nadeln, die rasenartig den Wettersteinkalk an einzelnen Stellen bedecken.

Eine chemische und röntgenographische Untersuchung bestätigten, daß es sich tatsächlich um Gelbbleierz handelt. Der ausgeprägte nadelige Habitus des Wulfenites entsteht durch Parallelverwachsung von zahlreichen Subindividuen mit der Bipyramide p (111) nach ihrer Basis. Diese nadeligen Kristallstöcke können sowohl deutlich abgesetzte Subindividuen, als auch nur eine zur Basis parallele Kombinationsstreifung auf den entstandenen Prismenflächen aufweisen.

Beobachtungen am Fundort lassen erkennen, daß jener Nadelwulfenit durchaus jungen und jüngsten Alters ist und in der Genesis mit Gipsausblühungen vergleichbar erscheint.

In dem Kärntner Blei- und Zinkbergbau Bleiberg-Kreuth sind in den letzten Nachkriegsjahren einige merkenswerte Wulfenitfunde gemacht worden, wie auch Herr Ing. *Karl Kontrus* am gleichen Vortragsabend zeigen konnte. So sind vor allem am 3. und 6. Lauf der Grube Stefanie schöne und interessante Wulfenitkristalle in größeren Mengen beim Abbau angetroffen worden.

Die erste Fundstelle am 3. Lauf brachte in dem schon weitgehendst oxydierten, bleiischen Barbaraerzgang Wulfenitkristalle in buntester Mannigfaltigkeit. Im Mittelpunkt der Generationsfolge stehen graue bis farblose Kristallindividuen, die allein einen charakteristischen nadelförmigen Habitus aufweisen. Stets ist die Einheitspyramide p (111) mit gewöhnlich zwei in der Indizierung variierenden Tritoprismen kombiniert. Die Tritoprismen weisen eine Kombinationsstreifung auf, die der Kante zu p (111) parallel läuft und so auf den durch die Hauptsymmetrieebene geschaffenen Kristallhälften entgegengesetzt gerichtet ist.

Der zweite Fundpunkt befindet sich in einer offenen Gangkluft zirka 300 m unter Tag. Hier sind es durchwegs große tafelige Kristalle, die zum Teil in zwei Generationen die Oberfläche des Wettersteinkalkes bedecken. Fast alle Kristalle der jüngeren Generation zeigen durch das Auftreten der Pyramidenfläche s (131) die Hemimorphie an.

Die optischen Eigenschaften des Wulfenites, die Gelb- und Rotfärbung, der Pleochroismus scheinen nach chemischen und spektralanalytischen Untersuchungen, wie noch in einer gemeinsamen Arbeit mit Prof. *Haberlandt* veröffentlicht werden soll, zum wesentlichen Teil vom Chromgehalt abhängig zu sein. Die geschilderten farblosen Wulfenite sind fast chromfrei und zeigen auch fast keinen Pleochroismus.

Umstritten bleibt nach wie vor die Genesis des Wulfenites, die sedimentär-biogene oder magmatogene Herkunft des Molybdän. Einerseits wurde, wie im Verlauf des Vortragsabends vorgezeigt wurde, am 5. Lauf des Rudolfschachtes in einem Kluftschiefer ein Molybdänsulfid erstmalig aufgefunden, anderseits konnte der chemische Nachweis des Molybdän im Hauptdolomit und speziell in seinen bitumenreichen Einlagerungen der von Dr. *Siegl* (Leoben) erbracht worden war, von mir spektralanalytisch verifiziert werden. Vorläufig steht nach eigenen Beobachtungen nur fest, daß der Wulfenit sicherlich eine Hutbildung darstellt.

Vorgezeigt und dargestellt wurden Stufen und vergrößerte Photographien von nadeligem Wulfenit aus Dirstentritt und verschiedene oben erwähnte Bleiberger Wulfenittypen.

Diskussion: *Leitmeier, Michel, Haberlandt, Ballczo, Schroll.*

Monatsversammlung

am 6. Dezember 1948.

Vortrag:

W. Berger:
Die geochemische Rolle der Organismen.

Auf die geochemische Wirksamkeit der Organismen ist in den letzten Jahrzehnten schon vielfach hingewiesen worden (*Samojloff,* 1922; *Vernardsky,* 1928, 1930; *Berg,* 1936; *Beurlen,* 1938; *Hummel,* 1940), doch wurde nur selten der Versuch gemacht, die in der Literatur verstreuten Angaben zu sammeln und zu sichten (*Haberlandt,* 1944). Das Interessante und Bedeutungsvolle, zugleich aber auch das Schwierigste dieses Stoffes liegt darin, daß er als typisches Grenzgebiet zugleich Geologie, Mineralogie, Paläontologie, Biologie und Chemie berührt; es besteht also die Gefahr grotesker Fehlschlüsse, wenn an den ganzen Fragenkomplex zu einseitig herangegangen wird. Soweit mir die Literatur zugänglich war, will ich hier eine kurze Übersicht geben, will aber dabei die Fälle unberücksichtigt lassen, wo durch Organismen Elemente angereichert werden, die bereits im lebenden Körper in größeren Mengen vorkommen (C, P, S, Fe, Ca, Si), sondern nur auf die Anreicherung solcher Stoffe eingehen, die im Organismus selbst nicht oder nur in Spuren nachzuweisen sind. Wie bei allen

Grenzgebieten ist es hier schwierig, ein System zu bringen; ich will dies erst am Ende meines Referats versuchen.

In besonders charakteristischer Weise immer mit organischen Sedimenten verknüpft ist das Vanadium. Es findet sich in allen marinen organischen Sedimenten, Kohlen und Erdölen, und zwar um so stärker angereichert, je bitumenreicher das betreffende Gestein ist. Auch die technisch bedeutenden Vanadium-Lagerstätten Südamerikas (Minasragra, Yauli, Sincos in Peru) sind Endprodukte einer natürlichen Veraschung V-reicher Asphaltgänge (*Schreiter*, 1931; *Berg*, 1929); ein ähnliches Vorkommen liegt im Cordevole-Gebiet in den Süddolomiten (*Hummel*, 1932); hier besitzt die Kohle 1·31% V.

Zur Erklärung des V-Gehaltes organischer Sedimente läßt sich anführen: 1. Verschiedene marine Schlammbewohner (besonders Ascidien) speichern in ihrem Körper V zum Aufbau organischer Substanz, besonders von Blutfarbstoffen (bei Ascidien enthält die Blutasche über 18% V_2O_5). Das V bleibt nach dem Tode der Tiere ungelöst in den Ablagerungen zurück. Dieser Vorgang reicht aber nicht aus, um die gewaltigen V-Mengen in den Sedimenten zu erklären. 2. In allen bituminösen organischen Sedimenten sind größere Mengen von Porphyrinen nachweisbar (*Treibs*, 1934), sehr widerstandsfähige Abbauprodukte von Chlorophyll und Blutfarbstoffen; diese Porphyrine können in ihr Molekül verschiedene Schwermetalle einbauen und bilden so sehr beständige Komplexe. Eine besondere Affinität zeigen sie zu V, so daß dieses Element aus Verwitterungslösungen durch Porphyrine abgefangen und festgehalten wird. 3. V findet sich in allen Sedimenten arider Gebiete durch Adsorption aus Verwitterungslösungen angereichert; pflanzliche Stoffe in solchen Sedimenten wirken nun — vielleicht nur durch Oberflächenadsorption — als besondere Anreicherungszentren. So findet sich in der wichtigen Lagerstätte des Colorado-Gebietes der V-Träger Carnotit (ein wasserhältiges Kalium-Uranyl-Vanadat) besonders um Pflanzenreste. In V-Lagerstätten von letzterem Typus, aber auch zum Teil in kohligen Lagerstätten ist das V von größeren Mengen Uran begleitet.

Ähnlich verhält sich das Germanium, das primär in der Lithosphäre nicht selten ist, aber fast völlig in Verbindungen verwandter Elemente getarnt (*Goldschmidt*, 1933); nur im sedimentären Bereich wird es in Kohlen angereichert. Der Chemismus dieses Vorganges ist noch unbekannt, es dürften aber vielleicht hier auch Porphyrine beteiligt sein. Besonders auffällig ist das Vorkommen einer Gallium-Porphyrin-Komplexverbindung als färbende Substanz im hydrothermalen roten Kalzit von Deutsch-Altenburg (*Haberlandt*, 1944); hier dürfte das Gallium juvenil, das Porphyrin aber von der Therme aus bituminösen Schichten ausgelaugt sein.

Neben den genannten Elementen führen Bitumina und Kohlen noch eine Reihe anderer. In Erdöl wurden nachgewiesen: Ba, Cu, Sn, Co, Cr, Ga, Mn, Ni, Pb, Ti, V, Zn, Ag, die letzteren zum Teil in solchen Mengen, daß mit der Kohlenasche von Deutschland allein mehr von diesen Metallen abgeht, als der Gesamtweltbedarf in derselben Zeit ausmacht. Es fehlen bisher nur die Methoden, um diese Metalle aus den Steinkohlenaschen zu gewinnen.

Ein sehr umstrittenes Kapitel ist die Erzführung des Kupferschiefers (*Pompeckj*, 1914, 1920; *Beyschlag*, 1920, 1921; *Lang*, 1921; *Schneiderhöhn*, 1923; *Braun*, 1926; *Weigelt*, 1928; *Fulda*, 1929), eines halbmetermächtigen Schichtgliedes im mittleren Zechstein Mitteldeutschlands, das einen Alaunschiefer mit bedeutendem Cu-Gehalt (hauptsächlich als Buntkupferkies) darstellt. (Daneben findet sich noch Zink als Zinkblende, Blei als Bleiglanz und Silber angereichert.) Es herrscht heute allgemein die Ansicht, daß der Kupferschiefer unter ähnlichen Bedingungen abgesetzt wurde, wie sie heute im Schwarzen Meer herrschen, bei dem unter einer sauerstoffreichen Oberflächenschicht mit reichem Leben an Makro- und Mikroorganismen eine sauerstoffarme, lebenfeindliche Tiefenschicht liegt. Die Organismen der oberen Zone sinken

nach ihrem Tode in die Tiefe, wo sie infolge des Sauerstoffmangels zur Bildung von Faulschlamm Anlaß geben. Es erfolgt eine Reduktion des im Eiweiß der Organismenleichen vorhandenen Schwefels zu Schwefelwasserstoff, der sich mit Schwermetall-Ionen — normalerweise Eisen — zu Sulfiden verbindet; diese Vorgänge spielen sich unter Mitwirkung von Bakterien ab.

Während also über den Ursprung des Schwefels heute Klarheit besteht, ist die Herkunft des Kupfers noch sehr umstritten. Es liegen drei Erklärungsversuche vor: 1. Das Cu stammt aus dem Blute hämozyaninhältiger Meerestiere (*Samojloff*, 1922). Tatsächlich speichern gewisse Mollusken und Krustazeen in ihrem kupferhältigen Blut beträchtliche Mengen des Metalles (z. B. Octopus vulgaris bis 28 mg/l). Trotzdem ist diese Hypothese unhaltbar, denn die hämozyaninführenden Tiere sind fast ausnahmslos benthonisch und gerade benthonische Tiere fehlen im Kupferschiefer nahezu völlig, was aus den oben dargelegten Sedimentationsbedingungen auch einleuchtet. 2. Das Kupfer stammt von Verwitterungslösungen aus den das Kupferschiefermeer umgebenden Landgebieten und wurde syngenetiscch sedimentiert *(Pompeckj, Lang)*. 3. Das Kupferschiefer wurde als kupferfreier Alaunschiefer sedimentiert und erst später drangen kupferführende hydrothermale Lösungen ein, die epigenetisch-metasomatisch den Pyrit in Kupferkies umwandelten, aus dem schließlich durch Zementationsanreicherung der Buntkupferkies entstand *(Beyschlag)*. Die Verteilung des Kupfers im Sediment spricht eher für syngenetische Ablagerung, doch ist dann der hohe Bitumengehalt desselben unerklärbar, da Bitumina hauptsächlich aus pflanzlichen Mikroorganismen entstehen und für diese Kupfer eines der stärksten Gifte ist.

In gewissen Kalken (z. B. dem silurischen Ostseekalk) sind Zinkblende und Bleiglanz in geringen Mengen weit verbreitet, zum Teil sicher syngenetisch entstanden. Auch hier ist eine Anreicherung durch Organismen in Erwägung zu ziehen (Zn wird in der Leber von Meeresorganismen gespeichert, man findet bis 0·06% ZnO), zumal eine Sedimentation aus dem Meerwasser selbst infolge der geringen Konzentration dieser Metall-Ionen nicht denkbar ist (*Teichert*, 1930).

Silber wird aus silbersulfathältigen Verwitterungslösungen äußerst leicht durch organische Substanzen reduziert und ausgefällt. Im Silbersandstein von Colorado, wo das schwach Ag-hältige Grundwasser infolge des ariden Klimas in den oberflächennahen Schichten verdunstet, erreichten einzelne inkohlte Pflanzenteile einen Silbergehalt von 15% *(Berg*, 1939).

Baryt kommt stellenweise als Knollen in marinen Sedimenten vor, so im Oberjura von Nordostrußland *(Samojloff*, 1922). Ähnliche Barytknollen finden sich in rezenten Tiefseeablagerungen wärmerer Meere. Da eine Rhizopodenart tropischer Meere (Xenophyophora) Bariumsulfat-Granellen ausscheidet, ist eine organische Entstehung dieser Barytknollen denkbar.

Ebenso wie Eisen aus Lösungen durch oxydierende Bakterien als Eisenhydroxyd ausgefällt werden kann, gibt es analoge Manganbakterien (Bacterium manganicum u. a.), die gelöstes Mn aufoxydieren und als MnO_2 niederschlagen. Eine derartige Bildung ist der Reissacherit, ein Mn-reiches $Fe(OH)_3$-Gel, das in den Thermen von Gastein durch die Tätigkeit von Bakterien in großen Mengen gebildet wird. Es ist aber auch als sehr wahrscheinlich anzunehmen, daß Mikroorganismen bei der Bildung sedimentärer Manganlagerstätten eine Rolle spielen.

Organogene Thermalsedimente mit Gelcharakter wirken oft stark adsorbierend auf in Thermalwasser gelöste Stoffe und können so seltene Elemente erheblich anreichern. So ist z. B. im Reissacherit das Silber 850fach (gegenüber der Lithosphäre) angereichert, das Uran 230fach, das Thorium 660fach, in geringerem Maße auch Sr, Cr, Zn, Pb, Au. Es werden also vor allem die radioaktiven Elemente stark angereichert, bleiben daher viel länger im Bereich der Therme und erhöhen so den primär nur ge-

ringen Gehalt des Wassers an Radium und Emanation noch bedeutend (*Dittler* und *Abrahamczik*, 1938). In ähnlicher Weise ist in einem durch Bakterien gebildeten Kieselgel in einer Gasteiner Therme Silber adsorptiv angereichert.

Jod findet sich in allen ausgesprochen organogenen Sedimenten, vor allem in Phosphoritknollen und bituminösen Schiefern, was leicht erklärbar ist, da gewisse Meeresalgen Jod sehr stark speichern (bis 2% J in der Asche). Jod wird heute vor allem aus Erdöllagerstättenwasser gewonnen (z. B. in Niederländisch-Indien), das ja gewissermaßen einen Auszug der wasserlöslichen Bestandteile des Erdöls darstellt.

Man kann die Anreicherung von Elementen durch Organismen — so weit wir sie bisher überblicken — in folgendes System bringen:

1. Anreicherung durch die Lebenstätigkeit selbst: C, N?, P, S, Fe, Si, Ca, — Ba, Mn, J, — (Cu, V, geochemisch nicht wirksam) — Zn?.
2. Anreicherung nach dem Tode:
   A. Chemisch:
      a) Einbau in organische Moleküle: V, Ga, Ge?,
      b) Sulfidfällung: Fe, — Cu, Pb, Zn u. a.
      c) Reduktion: Ag.
   B. Physikalisch-adsorptiv: V (Carnotit), — Ag, Th, U u. a. (in Thermen).

Anschließend wäre noch zu erwähnen, daß nach neueren Forschungen (*Rankama*, 1948) Organismen zum Aufbau ihrer lebenden Substanz das leichtere Kohlenstoffisotop C^{12} bevorzugen, während in Kalken das schwerere C^{13} überwiegt. Das $C^{12} : C^{13}$-Verhältnis (in Meteoriten 91·1 bis 92·0) ist daher in kohlig-bituminösen Bildungen immer merklich zugunsten des C^{12} verschoben und man kann so massenspektroskopisch organischen von unorganischen Kohlenstoff unterscheiden. Die Frage des bis dahin problematischen ältesten Fossils Corycium enigmaticum *Sederholm* aus dem jüngeren Archäikum Finnlands wurde so geklärt.

Diese kurze, keineswegs vollständige Übersicht zeigt, wie vielgestaltig das Leben unmittelbar und mittelbar in die geochemischen Vorgänge an der Erdoberfläche eingreift. Doch stehen wir gerade hier erst am Beginn der Erforschung und es ist zu hoffen, daß in Zukunft durch engste Zusammenarbeit der verschiedenen Fachwissenschaften dieses hochinteressante Grenzgebiet erst richtig fruchtbar wird.

Literatur.

Berg, G., Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Leipzig, 1929. — *Berg, G.*, Das Leben im Stoffhaushalt der Erde. Leipzig, 1936. — *Beurlen, K.*, Die Bedeutung der organischen Entwicklung für die Erdgeschichte. Nova Acta Leopoldina, N. F. 5, Halle, 1938. — *Beyschlag, F.*, Zur Frage der Entstehung des Kupferschiefers. Zschr. Dtsch. Geol. Ges. 72, 1920. — *Beyschlag, F.*, Die Erzführung des Kupferschiefers. Zschr. prakt. Geol. 1921. — *Braun, F.*, Fossile Bakterien und ihre Bedeutung für die Entstehung des Kupferschiefers. Natur und Museum, 56, 1926. — *Dittler, E.*, u. *E. Abrahamczik*, Über mineralische Absätze der Gasteiner Thermen. Cbl. Min. etc. 1938 A. — *Fulda, E.*, Zum Problem des Kupferschiefers, Jb. preuß. Geol. L. A. 49/2, 1929. — *Goldschmidt, V. M.*, Zur Geochemie des Germaniums. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-nat. Kl. 1933. — *Haberlandt, H.*, Porphyrinkomplexverbindungen als färbende Einlagerungen in hydrothermalen Kalkspatkristallbildungen. Wien. Chemiker-Zeitung, 47, 1944. — *Haberlandt, H.*, Über die Anreicherung seltener Elemente in mineralchemischen Bildungen durch Beimengungen organischer Herkunft. Forsch. u. Fortschr. 20, 1944. — *Hummel, V.*, Gangförmige, vanadiumreiche Sekundärkohle in den ladinischen Schichten des Cordevole-Gebietes (Südalpen). Cbl. Min. usw. 1932 B. — *Hummel, V.*, Geochemie u. Erdgeschichte. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 92, 1940. — *Lang, H.*, Herkunft und Bildung der Erze des mitteldeutschen Kupferschiefers. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. B. Monatsber. 73, 1921. — *Pompeckj, J. F.*, Das Meer des Kupferschiefers.

Branca-Festschrift, Berlin, 1914. — *Pompeckj, J. F.*, Kupferschiefer und Kupferschiefermeer. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 72, 1920. — *Rankama, K.*, A Note on the Original Isotopic Composition of Terrestrial Carbon. Journal of Geology 56, 1948. — *Samojloff, J.*, Palaeophysiologie (Palaeobiochemie) und ihre geologische Bedeutung. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 74, 1922. — *Schneiderhöhn, H.*, Chalkographische Untersuchungen des Mansfelder Kupferschiefers, N. Jb. Min. usw. 47 B, 1923. — *Schreiter, R.*, Die wichtigsten Vanadinlagerstätten. Ber. Freiberger Geol. Ges. 13, 1931 — *Teichert, C.*, Über die Möglichkeit der syngenetischen Entstehung einiger Metallsulfide in Kalken durch die konzentrierende Tätigkeit der Organismen. Cbl. Min. usw. 1930. B. — *Treibs, A.*, Chlorophyll- und Häminderivate in bituminösen Gesteinen und im Erdöl. Forsch. und Fortschr. 10, 1934. — *Vernadsky, W.*, Über die geochemische Energie des Lebens in der Biosphäre. Cbl. Min. usw. 1928 B. — *Vernadsky, W.* Geochemie. Leipzig, 1930. — *Weigelt, H.*, Pflanzenreste des mitteldeutschen Kupferschiefers und ihre Erhaltung im Sediment. Berlin, 1928.

Diskussion: *Kober, Exner, Haberlandt, Machatschki, Krejci-Graf, Ebert.*

Generalversammlung

am 24. Jänner 1949.

Die Mitteilung vom Tode des langjährigen Mitgliedes der Gesellschaft Prof. *Karl Grosch* (Wels) wurde bedauernd zur Kenntnis genommen.

Für das Jahr 1949/50 wurde der Vorstand in folgender Zusammensetzung gewählt: Präsident: Hofrat Prof. Dr. *H. Michel*, Stellvertreter: Prof. Dr. *F. Machatschki*, Schriftführer: Dr. *H. Scholler*, Kassier: Kustos Dr. *A. Schiener*, *weitere* Vorstandsmitglieder: Prof. Dr. *H. Haberlandt*, Zentraldirektor Dr. *H. Karabacek*, Hofrat Dr. *A. Lechner*, Sektionschef Dr. *O. Rotky*.

Der Mitgliedsbeitrag wurde mit S 8.—, für Studierende mit S 4.— festgesetzt.

Neuaufgenommene Mitglieder: Prof. Dr. *P. Quensel*-Stockholm, Dr. *A. Hedlik*-Wien, *W. Lechner*-Wien, Dr. *E. Schroll*-Wien, *H. Pfandl*-Wien, *R. Stowasser*-Wien, Dr. *R. Janoschek*-Wien, *A. Niederbacher*-Wien, Dr. *G. Leopold*-Bad Gleichenberg.

H. Leitmeier:

Vorlage neuerer Mineralfunde aus dem oberen Pinzgau.

Aus größeren Sammlungen, besonders denen von Ing. *Metzger*, Ing. *K. Kontrus* und der mineralogischen Abteilung unseres Staatsmuseums wurden mehrere besonders schöne und größere Funde auf berühmten alten Fundstätten sowie solche von neu erschlossenen aus den Bergen der Nordseite der Venedigergruppe den Mitgliedern der Mineralogischen Gesellschaft vorgelegt. Das Glanzstück dieser Sonderschau war eine Kristallgruppe prachtvoll ausgebildeter großer Epidote von der Knappenwand im Untersulzbachtal. Seit fast 50 Jahren waren zahlreiche Versuche, dort auch nur angenähert so schönes Material, wie in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts zu finden, vergeblich gewesen. *Karl Wurnitsch*, der jüngst verstorbene Senior der Pinzgauer Mineralsucher, dem wir eine große Anzahl von Funden verdanken, darunter die Titanite vom Lienzinger und die Datholithe vom Kratzenberg, und dem die Sammler ostalpiner Mineralien, aber auch die Wissenschaft, ein ehrendes Andenken bewahren werden, setzte werbend eines seiner Augen daran, ohne den geringsten Erfolg zu erzielen. Erst vor einigen Jahren gelang es drei Einheimischen, einige Prachtstufen zu gewinnen, die wegen allzuhoher Preise längere Zeit keinen Abnehmer fanden. Nun sind aber einige von ihnen in sicheren Wiener Besitz gelangt.

Wohl die schönsten Titanite der Ostalpen, die von keinem westalpinen Fundort übertroffen sind, wurden vor kurzem im Gebiete der Käferleiten (Käfertal) an der orographisch linken Talseite des Untersulzbachtales, an einer nicht näher bekannt gegebenen Stelle gefunden. Große lichtgrüngelbe, tafelige Zwillinge, zum Teil auf kleinen Periklinkristallen, wie am Lienzinger, sind fast allseitig ausgebildet und besitzen nur sehr wenig Anwachsungsraum, so daß sie sehr leicht von der Stufe ausbrechen. Dunkelbraungrüne größere und kleinere Kristalle fand man neuerdings in der Umgebung des bekannten Fundortes der Teufelsmühle unterhalb des Leiterkogels im Habachtal, in einer Tracht, die nähere Untersuchung verlangt, die jedenfalls von den älteren Funden in der Teufelsmühle selbst wesentlich abweicht, und nicht, wie die letzteren, zumeist auf großen Periklinen sitzen. Eine sehr schöne, große und reiche Stufe vom Lienzinger im Kamm zwischen Habach- und Hollersbachtal, deren Kristalle und Paragenesis von *Hlawatsch* untersucht worden sind, läßt deutlich die Ähnlichkeit in der Paragenesis, aber auch den Farbunterschied gegenüber dem neuen Vorkommen vom Käfertal erkennen; die Kristalle des Lienzinger sind stärker gefärbt, zeigen auch stärkeren Glanz, die des Käfertales sind in der Farbe zarter, übertreffen die des Lienzingers an Größe. Zum Vergleich, und um alle bedeutenden Fundorte des Venedigergebietes an besonders schönen Schaustücken beisammen zu haben, wurde auch eine Stufe vom Stein am Ferner, am Mulwitzkees, gegenüber der Defreggerhütte, also schon an der Südseite des Venedigerstockes ausgestellt, deren nelkenbraune durchsichtige, ganz besonders flächenverzerrte Kniezwillinge ganz anders gebaut sind als die Kristalle der Nordseite. Auch hier sitzen die vielfach zu Gruppen vereinigten Titanite Periklinkriställchen auf, aber jüngerer rein weißer Kalzit in sehr großen rhomboedrischen Kristallen verleiht diesem Fundort ein ganz anderes Gepräge.

Smaragd, Epidot und Sphen-Titanit sind *die* Sammlermineralien der Hohen Tauern. Ihnen gegenüber tritt alles andere mehr oder weniger zurück.

Durch Wiener Sammler wurden von verschiedenen Pinzgauer Mineraliensuchern besonders große, weiße trübe, schlecht ausgebildete Datholithkristalle bis zu zirka 10 cm Größe erworben, deren Fundort verschieden angegeben ist, obwohl an ihrem gemeinsamen Vorkommen nicht gezweifelt werden kann, Hollersbach, Habachtal und Sandebentörl am Übergang ins Gschlöß sind genannt worden. Leider sind in neuerer Zeit die Angaben der Fundorte im Pinzgau nicht mehr so genau, wie wir sie von *Wurnitsch* gewohnt waren. Nach meiner Erfahrung stammen diese großen Kristalle nicht aus der Datholithkluft am Kratzenberg, in der seinerzeit von *L. Weiss* der schönste Scheelithkristall der Ostalpen gefunden worden ist. Es wäre aber durchaus möglich, daß diese Kristalle aus der näheren Umgebung dieses Fundortes stammen.

Einer der letzten Funde von *Karl Wurnitsch* waren Turmaline in einer bisher in den Ostalpen unbekannten Form. Haarförmige, graue ganz dünne lange Nadeln, vielfach zu einem verworren-filzigen Nadelwerk regellos vereinigt, sowie eine Stufe mit einer zirka $^1/_2$ mm dünnen, zirka 12 cm langen Nadel, an der einen Seite festgewachsen, an der anderen rhomboedrisch terminiert, von schwarzer Farbe, stammen aus der Umgebung der Teufelsmühle. Bisher ist an diesem mir sehr gut bekannten Fundort und in den umgebenden Wand- und Schrofenpartien unterhalb des Hängekeeses am Leiterkogel kein Turmalin gefunden worden. Wohl aber kenne ich ihn tiefer im Tal, sowohl aus den Wänden unterhalb der Gamsmutter und des Grates bis zum Eisdom der Hohen Fürleg. Besonders der nördliche Teil in der Umgebung des untersten Habachkeeses ist mir durch Reichtum an Turmalin aufgefallen, der dort in größeren strahligen Partien und größeren säuligen Aggregaten auftritt, von den Sammlern dieses an Mineralien so reichen Gebietes aber kaum beachtet wird.

Größere Beachtung fanden sehr große, ungemein regelmäßig und scharfkantig ausgebildete, rhomboederähnliche Adulare mit T, P, x, deren Fundortbezeichnung ebenfalls auf die Teufelsmühle weist. Vom gleichen Fundort stammt eine Stufe mit

großen schneeweißen, mit Chlorit bestäubten Periklinen, denen ein zirka 1 cm großer weißer Apatit, nur mit Basis und Prisma, und mehrere tafelige Titanitkristalle aufsitzen. Apatit ist im ganzen Venedigergebiet verbreitet, tritt aber außer an der Knappenwand immer nur in wenigen, zumeist nur kleinen Kristallen auf.

Ausgestellt waren auch die großen, von Chlorit freien Adulare aus einem nicht näher bekanntgegebenen Fundpunkte im äußeren Untersulzbachtal, gestreckt nach der A-Achse, Mannebacher- und Bavenoerzwillinge mit vorherrschendem M und P, die ich bereits bei anderer Gelegenheit beschrieben habe. Bemühungen, den Fundort, aus dessen Nähe auch ausgestellte flächenreiche lichtviolette Apatite (bis zirka 1 cm groß) stammen sollen, näher zu erfahren, waren vergeblich, es wurde mir nur mitgeteilt, daß der Fundort trotz eifriger Bemühung nichts mehr geliefert hat.

Noch weniger bekannt ist ein angeblich nur in abgestürzten Blöcken erreichbares Rutilvorkommen aus dem gleichen Talabschnitt, ein paragenetisch für die Hohen Tauern neues Vorkommen. Hohlräume einer Gesteinsmasse, die im wesentlichen aus ziemlich feinkörnigem stellenweise fast weißem Ankerit und aus Siderit besteht, enthalten neben größeren Kalzitrhomboedern und bis 2 cm langen Aragonitkristallen in spießigen Formen mit steilen Pyramiden, Rutil in kleineren, aber auch bis 2 cm großen gut terminierten Einkristallen, seltener in Kniezwillingen von besonders lebhaftem Glanz und dunkelrotbrauner Farbe. Soweit die mir vorgelegten Stufen erkennen lassen, bildet stellenweise derber, etwas spätiger Rutil auch dünne Gänge, und aus der Gangmasse entwickeln sich dann die Rutilkristalle, die oft mit der Längsrichtung in der Gangrichtung liegen.

Von der Umgebung der Prehnitinsel im Habachkees unter der Seescharte waren kleine Fluorite auf Prehnit schon lange bekannt. Nun wurden große, lichtgrüne Oktaeder dort gefunden, von denen einige ausgestellt waren. Es sind dies wohl die schönsten Flußspatkristalle der Hohen Tauern, die an Schönheit und Größe nur von den selteneren, lichter und dunkler rosa bis rot gefärbten Oktaedern aus dem oberen Teile der Achselrinne ober der Achselalpe erreicht werden, von denen ein selten schöner Kristall ausgestellt war. Der letztgenannte Fundort hat trotz vieler Versuche nichts Neues geliefert. Am Ausgehenden von Flußspatgängen der Achsellagerstätte wurden größere tafelige Kalzite gefunden, auf denen als große Seltenheit kleine, lichtgelbe Wulfenite sitzen.

Von anderen ausgestellten Stufen besonderer Schönheit, seien noch sehr große unterminierte Rutile aus dem Granitgneis des Krimmlertales, besonders schöne und große Hessonite von der Schwarzen Wand in der Scharn des Hollersbachtales, einem der bekanntesten Mineralfundorte der Serpentinparagenesis der Hohen Tauern erwähnt, die schon *Weinschenk* eingehend beschrieben hat.

Vortrag:

Karl Kontrus:
Neuere Mineralfunde aus dem Ankogelgebiet.

Der Vortragende berichtete über seine Aufsammlung aus den Jahren 1945—1948 in der Ankogelgruppe, einem Gebiet, das er sich als Spezialsammelgebiet auserkoren hat.

Es wurden mehrere verschollene Fundorte wieder erschlossen, z. B. der Scheelitfundort am oberen Elschekamm (nächst dem Wege zum Hannoverhaus). Die von dem Fundort vorgewiesenen Stufen zeigen die Formen (101), (111), soweit sie in Quarzlinsen vorkommen, und (101), wenn sie in Chloritklüften auftreten. Die Paragenese der übrigen Klüfte dieses Fundortes ist Adular, schwarzer Turmalin, Sphen, Rauchquarz, Chlorit.

Von der Südwand der Grauleitenspitze wurden Chloritstufen mit den vom Vortragenden 1945 erstmalig für Kärnten aufgefundenen Anatas-Brookit-Paragenesen ge-

zeigt und auf die auffallende Folge der drei Titanoxyde hingewiesen. Vom Westen nach Osten fortschreitend, folgen aufeinander Brookit, Anatas, Rutil; manchmal alle drei Spezies auf einem Handstück. Quarzklüfte in diesem Gebiet führen am Hangenden Quarzband meist eine gallertartige Masse, die stark an amorphe Kieselsäure erinnert.

Die Chloritklüfte der Grauleitenspitze, Südseite, zeigen Pseudomorphosen von Sagenit nach Titaneisen mit zonar blaugefärbten kleinen Anatasen, deren Basis stark betont ist.

Vom Plattenkogel sind besonders die bis 10 cm großen Pyritoeder von Pyrit mit einer schön kupferroten Oxydhaut von Limonit zu erwähnen, welche besonders in chloritreichen Klüften vorkommen. In chloritarmen Klüften herrscht der Würfel vor, erreicht aber auch große Dimensionen, vereinzelt sind dort auch Pyritoeder, teilweise mit dem Würfel kombiniert, anzutreffen.

Von den zahlreichen Stufen von der Radeckscharte sind besonders die Paragenesen Quarz, Adular, Kalzit, Sphen, Laumontit, Prehnit, sowie Adular, Sphen, Epidot, Chlorit, zu erwähnen. Auch die von *Sauper*[1] aufgefundenen Apatitkristalle konnten wieder festgestellt werden.

Vom Schwarzkopf sind kleine, gedrungen aufgewachsene Turmaline *(Schörl),* sowie sehr reiche Stufen mit flächenreichen, farblosen Apatitkristallen von Zentimeterhöhe in der Paragenese Periklin, schwarzer Turmalin, Apatit, Anatas und Brookit, erwähnenswert.

Vom Anlauftalende (Plexen) wurde gezeigt: große Kalzit-Skalenoeder mit Anatas, Rutil mit Anatas verwachsen und besonders schöne, bis 2 mm große, goldbraune Anataskristalle auf Kalzit.

Kalzite konnten in seltenen Formen vorgewiesen werden. Von den anderen bekannteren Fundorten dieses Gebietes wurden schöne Bergkristalle, Rutile, Rauchquarz, Adular, sowie Sphene gezeigt.

Besonders erwähnte der Vortragende die Mineralgesellschaften, die am Auernig, dem Westauslaufe des Säuleckkammes, vorkommen. Sehr schöne Periklinstufen, porzellanfarbig, mit taubengrauen Bergkristalldrusen sowie bis 4 kg schwere Kalzitrhomboeder aus einer großen Kluft des Grünschiefers wurden vorgewiesen.

An Hand von 68 sehenswerten Stufen wurde gezeigt, daß die systematische Bearbeitung eines relativ kleinen Gebietes zu sehr befriedigenden Erfolgen führt und manches zutage bringt, was bisher unbeachtet geblieben ist.

Ergänzend wurde eine Anzahl von Stufen gezeigt, die Herr Dipl.-Ing. *R. Metzger* aus seiner alpinen Sammlung freundlicherweise zur Verfügung gestellt hatte.

Monatsversammlung

am 28. Februar 1949.

Vortrag:

Alfred Schiener:
Neuere Mineralfunde aus den Salzburger Alpen.

Nach Hinweisen auf die Abhängigkeit bemerkenswerterer Mineralfunde in unseren Hochalpen von verschiedenen Faktoren (z. B. Erschließung durch neue Wege und Unterkunftstätten, zufällig oder durch systematisches Suchen entdeckte Mineralklüfte mit gewinnbringender Ausbeute, Vorhandensein mineralogisch interessierter Strahler mit oft großen touristischen Fähigkeiten usw.) und das durch die oft nur mit großen Mühen und Gefahren verbundene Hereingewinnung von Mineralien mit Handelswert

[1] Tschermaks Mitteilungen, *20* (1901), 356.

bedingte höhere Preisniveau heimischer Mineralien im Gegensatz zu den relativ billigen prächtigen Stufen, die in ausländischen Bergbauen ohne Unkosten als Nebenprodukt anfallen, werden als Ergänzung zu den vorangegangenen Vorträgen einzelne Mineralvorkommen kurz besprochen und Material vorgelegt. *Höllgraben bei Werfen:* Dolomitzwillinge, tafelig, zum Teil wasserklar, bis 10 cm Kantenlänge. *Grubhöhe* bei St. Johann: Kalzit, igelartige weiße Knollen, aus zahllosen zu Vierlingen vereinigten Rhomboedern, die fichtenbaumähnliche Aggregate bilden. *Anlauftal* bei Gastein: doppelendige Quarze mit großen Brookiteinschlüssen. *Plattenkogel:* Pyrit, oktaedrische Dekreszenzen aus bronzefarbenen Würfelchen. *Radhausberg:* Paselstollen bei 1500 m, Apophyllit, wasserklare „Würfel" bis 2 cm Kantenlänge und winzigen Eckenabstumpfungen. *Seekopf,* südlich der Pochartscharte: Wismutglanz, bis 10 cm lange Stengel im Gangquarz der tauben Ostwest streichenden Quarzgänge des Kolmkarrückens. *Unterbaustollen in der Siglitz:* bis 20 cm große, zum Teil chloritbestäubte Quarze aus Klüften im Zentralgneis, ferner eben so große vollkommen klare Citrine (vom Dionysgang, Sohle 110). Strontianit, lichtgrüne Büschel stengeliger über Zentimeter langer Kristalle aus Hohlräumen in den Quarzbändern, die dort den Erzgang reichlich durchsetzen. Pyrit, hochglänzende Zentimeter große Würfel aus einer Kluft bei Stollenmeter 4450 (in von weißen Quarzbändern durchzogenem blättrigem Grünschiefer). *Badgastein:* linke Talseite, Molybdänstollen gegenüber dem Hotel „Europe": Molybdänglanz in einige Millimeter starken massig-blättrigen Bestegen in stark gepreßtem Granitgneis, meist mit Gangquarz und örtlich mit blauem Beryll; Pyrit, Kupferkies und rosa Kalzit als jüngsten Bildungen. Hier wurde 1941 eine etwa Nord-süd streichende unbedeutende Kluft bergmännisch aufgeschlossen (in Verkennung des rein mineralogischen Charakters dieser „Lagerstätte"), da man auch unbedeutenden Erzspuren für Rüstungszwecke glaubte nachgehen zu müssen, ähnlich wie bei dem an und für sich bedeutenderen altbekannten Vorkommen an der Alpeinerscharte im Zillertal.

Molybdänglanz ist nie ein richtiges Kluftmineral, er kommt in den Tauern stets nur lokal in jungen Quarzgängen im Randgebiet des Zentralgneises vor. Wo jedoch die Mo-Lösung in den Bereich der Oxydation gelangte und obendrein Ca zur Verfügung stand, erfolgte Ausscheidung von Wulfenit (Achselalpe im Hollersbachtal). Dieses Verhalten deutet auf eine große Affinität des Mo zu Ca. Es sei daher entgegen jüngst geäußerten Anschauungen der Meinung Ausdruck gegeben, daß z. B. die Bleiberger Wulfenite als das primäre Molybdänerz im Wettersteinkalk anzusprechen seien und daß sowohl ein Forschen nach angeblich in der Tiefe steckendem „primärem" Molybdänglanz ebenso vergeblich sein wird, als sich bei gründlicher Überlegung auch die Herleitung der Mo-Massen und ihre örtliche Konzentration aus zersetztem Bleiglanz als ungenügend erweisen wird. Ähnliche geochemische Verhältnisse dürften auch beim Element Wolfram herrschen, das in den Tauern immer nur als Scheelit mineralbildend auftritt. Das überaus seltene und seltsame (immer nur ein einziger oder wenige Kristalle von meist bedeutender Größe der Kluft) Vorkommen dieses nur aus basischeren Gesteinen bekannten Minerals dürfte seine Ursache darin haben, daß die in Wechselwirkung mit den Lösungsgenossen usw. zur Keimbildung erforderliche Konzentration nur äußerst selten realisiert werden konnte.

Skorodit von der Erzwiese: Anläßlich der Untersuchung alpiner Erzlagerstätten, speziell der Goldlagerstätten der Hohen Tauern, wurde 1936 erstmalig auch das Revier der Erzwiese (an der Nordseite des Silberpfennigs, zwischen Rauris und Gasteinertal) begangen und hiebei auf einer schneebedeckten Verwitterungshalde knapp an der Silberkarlscharte ein kopfgroßer Block eines im Felde zunächst unbestimmbaren, eigenartigen graugrünen und relativ schweren Gesteines gefunden, das dann qualitativ als reines Eisenarsenat „Skorodit" mit der Formel $Fe'''AsO_4 . 2\,H_2O$ bestimmt wurde. Eine qualitative Analyse danke ich Herrn Dr. *Hernegger* vom Wiener

Radiuminstitut. In späteren Jahren konnte das interessante Vorkommen noch mehrmals und auch unter besseren Witterungsverhältnissen untersucht werden, wenngleich infolge starker Bedeckung mit Verwitterungsschutt und ohne Tiefenaufschlüsse manche Frage ungeklärt bleiben mußte. Jedenfalls sieht man zwei etwa 1 m starke derbe Skoroditmassen gangartig auf eine Erstreckung von über 10 m aus dem von Ankerit- und Sideritgängen metasomatisch weitgehend umgewandelten Angertalkalk heraustreten. Der Skoroditfels bildet kompakte Massen von grüngelb-brauner Farbe, mit meist nur geringfügigen Verunreinigungen durch Quarz, Muskowit und zum Teil auch Limonit. Manche Partien erscheinen plattig-schiefrig in der Richtung des Streichens, die mit vollkommen dichten oder porösen Schichten (aus zelligem Quarz mit zum Teil noch reichlich eingesprengten Pyritwürfelchen) abwechseln. Traubige Auskleidungen von kleinen Hohlräumen erwiesen sich als (sekundäre) Sphärulite von Skorodit. Die Ausführungen über die geologischen Lagerungsverhältnisse können in diesem kurzen Referat nicht wiedergegeben werden, darüber wird an anderer Stelle zugleich mit den Ergebnissen der mineralogischen und chemischen Untersuchungen eingehend berichtet werden. Hier sei nur festgehalten, daß die Skoroditvorkommen offensichtlich die Tagausbisse eines Systems Nord 10°–25° Ost streichender Erzgänge (westlichstes Glied des sogenannten Siglitz-Pochart-Erzwieser-Gangzuges) darstellen, die seit dem Mittelalter vielfach Gegenstand eines ausgedehnten Bergbaues waren.

Im Revier der Erzwiese scheint es sich (auf Grund der Untersuchungen an den vielfach noch mächtigen Halden usw.) aber nicht um einen Goldbergbau sondern vielmehr um Baue auf Silber und vor allem Blei gehandelt zu haben, welches Metall für die umfangreiche Goldverhüttung in Salzburg lange Zeit mit großen Kosten und anderen Schwierigkeiten aus Kärnten über die Tauern gesäumt werden mußte. Zuletzt wurde die Frage ventiliert, ob nicht zugleich mit der veränderten Erzführung beim Übertritt der ursprünglich kiesig-quarzigen Gänge vom Gneis in den Kalk auch die ausgedehnte Skoroditbildung als eine primäre Mineralbildung unter den Verhältnissen der allgemeinen Metasomatose angesehen werden könnte, wofür eine Reihe von Beobachtungen zu sprechen scheinen. Geringe Mengen von Skorodit können auf weite Entfernung nach Süden über das Baukarl-Pochart-Seekopf-Kolmkar im Ausgehenden der meist reichlich Arsenkies führenden Erzgänge gefunden werden, wo sie aber unbedingt als sekundäre Bildungen anzusprechen sind.

Minerallagerstätte der Totenköpfe im oberen Stubachtal: Ein 1920 erfolgter Bergsturz aus der Nordwand der Serpentin-Peridotitmasse des Totenkopfes auf das untere Rifflkees lieferte eine große Zahl prächtiger Mineralien, wovon reiche Suiten durch das Naturhistorische Museum käuflich erworben wurden, die später durch Aufsammlungen von *H. Michel, C. Hlawatsch* und *A. Schiener* vornehmlich in genetischer Hinsicht weitgehend ergänzt wurden. Eine kurze Beschreibung der wichtigsten Spezies wurde bereits von *Hlawatsch* gegeben, die durch einige im Laboratorium Prof. *E. Dittlers* ausgeführte Mineralanalysen in wertvoller Weise ergänzt wurde. Eine eingehende mineralogisch- petrographische Untersuchung durch den Vortragenden ist im Gange.

Die geologischen Verhältnisse fanden bereits durch *H. P. Cornelius* (Geologie des Großglocknergebietes) eine ausgezeichnete Darstellung. Die Serpentin-Peridotitmasse des Totenkopfes steckt als etwa 200 m mächtiger Fladen in den Amphiboliten der unteren Schieferhülle, die dem Zentralgneis des Granatspitzkernes meist konkordant angelagert ist (intrusives Verhalten des Zentralgneises wurde jedoch mehrfach nachgewiesen). Für die schlierig miteinander verwobene Masse von Olivinfels und Pyroxenit — mit allen Übergängen zu Antigoritserpentin hat *Weinschenk* seinerzeit unter Berufung auf seine Theorie der Piezokristallisation den Namen „Stubachit" geprägt, der aber heute überflüssig erscheint. Das Gestein ist nun von zahlreichen (im Durchschnitt etwa 20 cm starken) Klüften durchsetzt, die hauptsächlich von Kalkspat, Kluftolivin und Bergleder (= Serpentinasbest) in wechselndem Verhältnis

ausgefüllt wurden. Zusätzlich finden sich dann noch: prächtige *Magnetite* (modellartige Einzelkristalle und bis faustgroße Kristallstöcke), stets nur (110), lichtgrüne mehrere Zentimeter lange Stengel von *Diopsid* (auch als filzige grauweiße Massen), „*Knollenolivin*" hellgrün, klar durchsichtig, oft mit dicker weißer Umwandlungsrinde, sowie aufgewachsene einige Zentimeter große Olivinkristalle von schmutziggrüner Farbe. *Apatit* (Spargelstein) bis 5 cm lange und halb so dicke klar durchsichtige Kristalle mit $(10\bar{1}0)$, (0001), untergeordnet $(10\bar{1}1)$ und $(11\bar{2}1)$, ferner isometrische Typen. *Scheelit* derb, braun-gelb-grauweiß. Vereinzelt diverse *Kupfererze* (ged. Kupfer, Cuprit, Kupferkies, Bornit usw.). Einmalig 1936 wurde in wenigen Stücken ein braunroter „Granat" gefunden, zum Teil mit prächtigen violettschwarzen kelyphitischen Umwandlungsrinden (Antigorit und Ilmenit), der von mir als „Titanolivin" (= Titanklinohumit) bestimmt wurde. Eine eingehende Beschreibung (quantitative Analyse von *F. Hernegger)* erfolgt an anderer Stelle.

Für die Bildung der Kluftmineralien ist pneumatolytisch-hydrothermale Entstehung anzunehmen, nach der Gebirgsbildung und der allgemeinen Gesteinsmetamorphose. Titan- und Phosphorsäure sowie Kalkspat müssen zugeführt worden sein. Die Herkunft der (CO_2)-Lösungen ist aber kaum in den unmittelbar unterlagernden Zentralgneismassen zu suchen, sondern muß wohl in tiefer gelegenen, etwa im Zuge einer umfassenden Migmatisierung rejuvenisierten Gesteinen angenommen werden.

Von Agricola bis Van der Nüll.

Österreichische Mineraliensammler vergangener Jahrhunderte.

Ein mineralogisch-historischer Rückblick.

Von Dr. **Lothar Burghardt,** Wien.

Vor mir liegt ein kleines, abgegriffenes Büchlein, unscheinbar und fast armselig, aber aus seinen vergilbten, stockfleckig gewordenen Blättern geht uns Mineralogen der Gegenwart eine Welt auf, deren farbenbunter Reichtum die Armut heutiger Zeit recht deutlich vor Augen führt. Dieses kleine Büchlein, das „mineralogische Taschenbuch von *Andreas Stütz* oder *Stitz,* herausgegeben von *I. G. Megerle* von Mühlfeld, Wien und Triest, in Geistingers Buchhandlung 1807", zeigt uns abgehetzten Gegenwartsmenschen die ruhige Beschaulichkeit, mit der unsere Urgroßväter vor 150 und mehr Jahren Zerstreuung und Ablenkung in der Beschäftigung mit der Wissenschaft der steinernen Wunderdinge suchten und fanden. Goethes Wort: „Glücklich allein ist der Sammler" scheint besonders gut auf diese zu passen, die sich den Teufel um all das Beschwerende ihrer Tage kümmerten und genießerisch die Fächer ihrer Biedermeierschränke aufzogen, in die sie mit altväterischer Pedanterie die glitzernden Wunder der anorganischen Welt eingeschlichtet hatten.

Vorerst aber wollen wir, wenn wir schon beim Zitieren mineralogischer Geister sind, beweisen, daß es uns auf ein paar Jahrhunderte mehr oder weniger nicht ankommt und in jene versunkene Zeit zurückwandern, in der die Wiege unserer Wissenschaft stand, in das 16. Jahrhundert. Denn bis dahin war die Mineralogie so ziemlich eine terra incognita, ein unbekanntes Gebiet. Das Altertum kannte die Mineralien hauptsächlich nur als Zaubermittel und Schmuckgegenstände. Auch das Mittelalter zeigt uns nur einen größeren Namen, den des *Albertus Magnus,* 1193 bis 1280, der den Lehren des Plinius wenig hinzuzufügen hatte. Auch zu seiner Zeit war von einer Sammlertätigkeit noch nichts zu spüren.

Da erscheint ein Name wie ein Komet auf dem noch dunklen Himmel der mineralogischen Wissenschaft: *Agricola!* — Böhmen, das Peru Europas des 16. Jahrhunderts,

dessen Gruben ungeahnten Bergsegen spendeten, war das Land, wo der erste berühmte Sammler und Forscher sein Wirken begann. Er war 1494 in Glaucha in Schlesien geboren, studierte in Leipzig und Italien, wirkte als Arzt in Joachimstal und starb 1555 in Chemnitz. Die verschwenderische Fülle prachtvoller Erzstufen, die damals aus den Joachimstaler Gruben gefördert wurde, gab ihm die Anregung zum Forschen und Sammeln, denn dankbare Patienten und befreundete Bergleute lieferten ihm reiches Material für seine Sammlung.

Noch ein zweiter Joachimstaler wurde in damaliger Zeit zum Pionier der mineralogischen Wissenschaft, der lutherische Pfarrherr *Johannes Mathesius*, den die Lektüre von *Agricolas* Werken schon in seiner Jugend zur Mineralogie hinführte.

Wenn auch mit *Agricola* und *Mathesius* die schriftstellerische Tätigkeit für lange Zeit erschöpft war, so scheint doch die Neigung, Mineraliensammlungen anzulegen, sich mehr und mehr verbreitet zu haben. Besonders in den Kreisen der hochbegüterten Adeligen und der Mitglieder des Kaiserhauses begann das Sammeln von Mineralien eine Art edler adeliger Sport zu werden. Der erste fürstliche Sammler war Erzherzog *Ferdinand* von Tirol, der Ende des 16. Jahrhunderts während seiner böhmischen Statthalterschaft den Bergbau mächtig förderte. Auf seinem Schlosse Ambras in Tirol legte er eine „Kunst und Wunderkammer" an, welche Weltruf besaß. Heute ist von den Mineralien dieser großartigen Sammlung nicht mehr viel übrig, da man in der Folge mehr für die Erhaltung der Kunstgegenstände der Ambraser Sammlung besorgt war. Viele Naturalien wurden zu Anfang des 19. Jahrhunderts der Universität Innsbruck geschenkt, und die letzten Reste, wahrscheinlich aber auch die wertvollsten Schaustufen befinden sich im Naturhistorischen Museum in Wien.

Die reichste und wertvollste Sammlung der damaligen Zeit befand sich wohl um die Wende des 16. und 17. Jahrhunderts in der zu fast sagenhafter Berühmtheit gelangten Kunstkammer *Rudolf II.* auf der Prager Königsburg, dem Hradschin. Der Sammeleifer des für Kunst und Wissenschaft gleich empfänglichen Kaisers erstreckte sich auch auf naturhistorische Objekte. Neben Gerippen und Häuten von fremden Tieren, neben Hörnern, Geweihen und Vogelbälgen, Eiern und allerlei Seetieren waren riesige Suiten Mineralien angehäuft. Zur Bereicherung seiner Sammlung besoldete *Rudolf* Agenten in allen Ländern, denen es oblag, außer Kunstgegenständen interessante Naturalien zu erwerben. Daß auch Händler sich einfanden, ist wohl selbstverständlich. Beispielsweise geht aus den Prozeßakten gegen den berüchtigten Kammerdiener *Lang v. Langenfels* hervor, daß der Edelsteinhändler *Friedrich Meykher* durch *Lang* dem Kaiser sechs Zentner angeblicher Topase, Opale und weißer Saphire zum Kauf anbieten ließ, fraglos ein aufgelegter Betrug. Unter solchen Umständen war es natürlich, daß sowohl Menge wie Wert der aufgestapelten Stufen und Steine ganz außerordentlich anwuchs.

Hier zwischen seinen geliebten Kostbarkeiten lebte der kaiserliche Schwerneurastheniker auf, hier nahm er liebend Stück für Stück in die Hand und dabei glitten seine melancholischen Zwangsvorstellungen von ihm ab. Hier verscheuchte das Funkeln der bunten Kristalle und Erzstufen die grauen Gespenster seiner siechen Seele und aus dem stummen Munde dieser Wunderdinge kamen Trostworte für seine kranke Phantasie.

Nach *Rudolfs* Tode gingen seine reichen Sammlungen, deren Wert auf 17 Millionen in Gold bemessen wurde, durch vielfache Beraubung allmählich ihrem Verfall entgegen und das, was schließlich der Einfall der Sachsen 1631 und der Raubzug der Schweden 1648 übrig ließ, wurde im 18. Jahrhundert teils nach Wien überführt, teils verkauft, der Rest endlich, als unter *Josef II.* das Projekt auftauchte, die Prager Burg in eine Artilleriekaserne (!) umzuwandeln, in öffentlicher Auktion am 13. und 14. Mai 1782 verschleudert und dabei die in Fäßchen zusammengepreßten Steine und

Gemmen bloß nach der Farbe, als blaue, grüne, gelbe und rote Steine ausgeboten. Eine Barbarei sondergleichen! So gingen Millionenwerte verloren.

Noch ein zweiter Habsburger Kaiser, *Franz I.*, hat ein Jahrhundert später, wenn auch nicht mit so unbegrenzten Mitteln wie *Rudolf II.* Kostbarkeiten des Mineralreiches zusammengetragen. Dieser kaiserliche Mäzen kann als der eigentliche Gründer des Wiener Naturhistorischen Museums bezeichnet werden.

Auch Erzherzog *Johann* sammelte Mineralien mit unermüdlichem Fleiße, durchstreifte mit dem Hammer in der Hand die Berge und legte eine prachtvolle Sammlung an, die jetzt im Grazer Joanneum steht.

Ein böhmisches Mineral trägt den Namen des 1859 in Graz verstorbenen Erzherzogs, der ebenso seltene wie schöne Uranvitriol von Joachimstal, welches *Haidinger* ihm zu Ehren Johannit benannte. Seine Sammlung enthielt besonders prachtvolle Tiroler Mineralien, wundervolle ungarische Erzstufen, herrliche Apatite von Ehrenfriedersdorf und andere mineralogische Herrlichkeiten.

Neben ihm wäre auch der Name Erzherzog *Stefans* zu nennen, der zu Beginn des 19. Jahrhunderts ein mineralogisches Museum errichtete, das 20.000 Nummern, darunter viele Prachtstücke enthielt.

Auch der Name des Erzherzogs *Stefan* wurde unter die Mineralien versetzt, indem *Haidinger* dem Sprödglaserz, welches in Böhmen in besonders schönen Varietäten vorkam, den jetzt gebräuchlichen Namen Stephanit beilegte.

Aber nicht nur Mitglieder des Kaiserhauses füllten ihre Mußestunden mit dem Anlegen prachtvoller Mineraliensammlungen aus, auch Adel und Bürgertum erfreuten sich an dem Zusammentragen von Schätzen aus dem Mineralreiche.

Viele Namen sind uns aus dieser Zeit überliefert. Am Josefsplatz im Frieseischen Hause befand sich die Sammlung des Grafen *Moritz von Fries*. Im Liechtensteinschen Palais in der Herrengasse war die Sammlung des Fürsten *Alois v. Liechtenstein* aufgestellt. Herrliche Malachite, reiche Goldstufen, große Schaustufen von Pyrargyrit von Joachimstal bildeten die Glanzstücke dieser Großsammlung.

Würdig an die Seite zu stellen war ihr die Sammlung des Grafen *Rudolf v. Wrbna* in der Spiegelgasse Nr. 1162. Sie war zu Anfang des Jahrhunderts in dessen Schlosse zu Hořowitz in Böhmen aufgestellt worden und galt als die vollständigste ihrer Zeit. Später nach Wien übertragen wurde sie nach dem Tode des Grafen verkauft und zersplittert. Vom Schicksal der Spitzenstücke der Sammlung, der berühmten Gruppe ineinandergewachsener Diamantkristalle von Ostindien und den prachtvollen Zirkonen von Ceylon ist nichts bekannt. Untergegangen im All wie viele andere Kostbarkeiten dieser Zeit! Auch über das Schicksal der berühmten Graf *Ferdinand Palffy*schen Sammlung, Wasserkunstbastey Nr. 1276, die besonders an prachtvollen Erzstufen reich war, und über die Schaustücke des Fürsten *Prosper Sinzendorf*schen Mineralienkabinettes ist nichts mehr bekannt. Manches mag hier wie anderswo in altertümlichen Truhen oder Kisten in muffigen Bodenräumen oder Kellern liegen und die Enkeln und Urenkeln wissen nicht, welche Schätze unter Staub und Moder seit Jahrhunderten schlafen. Welcher Mineraloge von heute würde da nicht sein halbes Leben darum geben, Schatzgräber sein zu dürfen!

Aber nicht nur der Adel beschäftigte sich mit dem Anlegen kostbarer Mineraliensammlungen. Auch die reichen Patrizier taten desgleichen.

Der Großkaufmann *Bienenfeld* hatte in seinem Hause, Wieden, Waggasse 208, eine schöne Sammlung zusammengebracht, von der besonders große und prächtige Mejonitstufen vom Monte Somma, Beryll von Sibirien, Proustite und Pyrargyrite vom Harz die Bewunderung seiner Sammlerfreunde erregten.

In der Teinfaltstraße Nr. 73 befand sich die Sammlung der Brüder *Morgenbesser*, in der sich nebst anderen schönen Mineralien Smaragde von Finstermünz in Tirol (?) und ein außergewöhnlich großer sibirischer Rubellit befunden haben sollen.

Alle diese Sammlungen konnten aber nicht den Vergleich mit der großartigen Edelsteinsammlung des Großkaufmannes *Van der Nüll* aushalten. Diese sowie seine prachtvolle allgemeine Sammlung war im Hause Kohlmarkt 98 aufgestellt. In dieser waren nicht weniger als elf bedeutende Kollektionen aufgegangen und ihr Besitzer war häufiger Gast bei Händlern und Mineralienversteigerungen, die alljährlich vier- bis fünfmal in dem Auktionsinstitute stattfanden, wo man seine Doubletten abstoßen oder gegen andere Mineralien eintauschen konnte, ein Institut, das bis zum Jahre 1807 bestand.

Noch eine ganze Reihe von Wiener Sammlern der Biedermeierzeit wäre zu nennen, aber wir kämen ins Uferlose und wollen noch ein oder das andere Kronland der ehemaligen Donaumonarchie in den Kreis unserer Betrachtungen ziehen, vor allem Böhmen, das Kalifornien des alten österreichischen Staates. Köstliche Schätze lieferten die damals neuentdeckten Gruben Böhmens und in den Schlössern des für Mineralien begeisterten böhmischen Adels entstanden Sammlungen, die kein Wunschtraum eines heutigen Mineralogen ausräumen oder ausräumen könnte. Vieles von diesen Herrlichkeiten ging im Siebenjährigen Kriege beim Einfall der Preußen und in der napoleanischen Zeit verloren, bescheidene Reste fanden den Weg in das böhmische Museum in Prag und in das Naturhistorische Museum in Wien.

Großartig waren die Sammlungen des Grafen *Kinsky*, des Fürsten *Fürstenberg*, des Prinzen von *Coburg*. Nicht minder berühmt war das *Waldstein*sche Naturalienkabinett in Dux und die Sammlung des Grafen *Hartig* in Prag. Die großartigste böhmische Sammlung aber war die des Grafen *Czernin*. Sie zählte 4600 Nummern, meist alte, heute nicht mehr erhältliche Vorkommen der böhmischen und ungarischen Gruben. Sie ging nach dem Umsturze in den Besitz des Tschechoslowakischen Staates über und soll der Prager Technischen Hochschule einverleibt sein.

Ein eifriger Sammler war der Graf *Caspar Sternberg*. Seine prachtvolle, 2800 Stufen zählende Sammlung, welche 1824 der Sammlung des böhmischen Museums einverleibt wurde, war eine Sehenswürdigkeit Böhmens. Ein Silbereisensulfid von Joachimstal trägt seinen Namen.

Von besonderer Bedeutung für die mineralogische Wissenschaft seinerzeit war der Biliner Herrschaftsarzt Dr. *Ambros Reuss*. Zu noch größerer Bedeutung gelangte sein Sohn *August Emanuel Reuss* sowie dessen Freund *Johann Anton Stolz*. Ihre Namen sind als Reussin (= Glaubersalz) und Stolzit in die mineralogische Wissenschaft eingegangen.

Ein Heros dieser Wissenschaft aber war *Wilhelm Haidinger*, in Wien 1795 geboren, der als einer der gefeiertesten Mineralogen Europas galt.

Seine während seines Aufenthaltes in Elbogen angelegte, schöne Sammlung erbte sein Neffe *Rudolf Haidinger*. Den größten Teil der Haidingerschen Sammlung erwarb noch zu dessen Lebzeiten Sektionschef *Schröckinger*.

Wieder ein Kind des Böhmerlandes war *Josef Johann Steinmann*, dessen schöne Sammlung Ende vorigen Jahrhunderts ein Wiener Mineralienhändler, wahrscheinlich *Julius Böhm* erwarb. *Steinmanns* Namen trägt die oktaedrische Varietät des jüngeren Galenites von Přibram, der Steinmannit. An mancher schönen, historisch gewordenen Sammlung muß ich der Enge des Raumes wegen vorübergehen, nur eine noch verlangt gebieterisch Erwähnung. Es ist die von dem 1790 in Iglau in Mähren geborenen Generalabte des Prämonstratenserstiftes zu Strahov in Prag, *Josef Hieronymus Freiherrn von Zeidler*, angelegte Privatsammlung. Sie war eine der reichsten Sammlungen Europas und bestand aus der sogenannten „kleinen Sammlung", welche zirka 3000 Stufen im Formate von 3,5 bis 5 cm umfaßte und durchwegs ausgesucht prachtvolle Exemplare enthielt. Die „große Sammlung" welche fünf Kästen füllte, zählte 7000 Stufen, enthielt gleichfalls viele Prachtexemplare, darunter 500 Fluorite,

800 Kalkspate, an 200 Goldstufen, etwa 300 *Schrift- und Blättertellure* usw. Sie wurde nach *Zeidlers* Tode vom böhmischen Museum angekauft.

Mit dieser Großsammlung möchte ich den blitzenden Zauberreigen schließen und mich nur ganz kurz noch einem jeden Sammler interessierenden Gebiete zuwenden, dem Mineralienhandel dieser verklungenen Zeit.

Hier stand selbstverständlich Wien, das caput regni, an der Spitze und wie stark unsere Stadt auf diesem Gebiete zurückgefallen ist, beweist der Umstand, daß wir heute in Österreich außer der Firma Berger in Mödling kein einziges, ernst zu nehmendes Geschäft besitzen, das sich ausschließlich mit Mineralienverkauf beschäftigt. In dem kleinen Wien der Biedermeierzeit aber gab es nicht weniger als zwölf zünftige Mineralienhandlungen, wo prachtvolles Material feilgeboten wurde.

Ein gewisser *Koltmann* besaß ein offenes Gewölbe in der Kapuzinergasse und nahm auch Doubletten und ganze Sammlungen in Kommission. Auf dem Stephansplatze befand sich ein kleiner offener Stand, dem Mineralienhändler *Stefan* gehörend. Ein Mineralienhändler Namens *Weiß* dürfte das größte Mineraliengeschäft im In- und Auslande besessen haben und hatte in seinen Lagerbeständen prachtvolle Korunde, Berylle und Topase. Ein Händler namens *Tusold* stand ihm an Größe nicht viel nach. Die Mineralienhandlung *Prechern* enthielt hauptsächlich innerösterreichische, Salzburger und Tiroler Vorkommen. Auf der Landstraße (Hauptstraße) im Hause „beim Hahn" war das Geschäft des Herrn *Morawek*, der hauptsächlich alte böhmische Mineralien in herrlichen Stufen verkaufte.

Damit ist der Kreis der Mineralienhändler aber keineswegs abgeschlossen. Auch in Prag, der zweitgrößten Stadt der alten Monarchie, gab es eine ganze Reihe großer Mineralienhandlungen, die heute längst nicht mehr bestehen, z. B. *Alois Kreidl, Wenzel Frič* u. a.

Freilich, ein billiges Vergnügen scheint das Mineraliensammeln auch in der gemütlichen Biedermeierzeit, wo man um 20 Kreuzer besser dinieren oder soupieren konnte wie heute um 20 Schilling, nicht gewesen zu sein. Denn schon Abbé *Stütz*, der Autor unseres Handbuches, klagt, „daß die Begierde der Händler, sich zu bereichern, die Preise guter Stufen so in die Höhe getrieben habe, daß nur sehr Wohlhabende daran denken konnten, eine Mineraliensammlung anzulegen". Was würde er heute sagen, wenn er zur Stillung seines Mineralienhungers zu unseren biederen Älplern, etwa ins Pinzgau oder ins Zillertal reisen würde?! Was würde der würdige Abbé für Augen machen, wenn ein treuherziger Einheimischer für einen Epidot oder Titanit mehr verlangen würde, als der glückliche Besitzer ehemals für sein Häusl und Feld bezahlt hatte! Er würde vielleicht glauben, irrtümlicherweise statt in dem gemütlichen Pinzgau in den ungemütlichen Abbruzzen ausgestiegen zu sein.

Stütz schreibt wörtlich auf S. 37 seines Handbuches „daß die Folge dieses (!) Mineralienwuchers (!) am Ende diese sein werde, daß die Händler wenig oder gar keine Abnehmer finden werden, und daß die Liebhaberei in dieser Wissenschaft unter die seltenen Erscheinungen wird gezählt werden". Caveant consules!

Ein Menetekel, ein Kassandraruf unseres Abbés, der uns veranlassen soll, rasch und erschreckt von ihm Abschied zu nehmen.

Aber liegt in diesen Zeilen des vergilbten Büchleins nicht eine unheilverkündende Prophezeiung?! Will es nicht wirklich lange schon Abend werden für die private Sammlertätigkeit?! Fast scheint es so! Aber nicht allein die wirklich oft unerschwinglichen Handelspreise guter Stücke erschweren das Sammeln von Mineralien in dieser wirtschaftlich so harten Zeit. Auch sonst sind die Bedingungen zur Anlegung oder Weiterführung von Privatsammlungen lange nicht mehr so günstig, wie in dem geschilderten goldenen Zeitalter. Die alten Gruben so ziemlich der ganzen Welt sind seit vielen Jahrzehnten vollkommen erschöpft, und neue Fundorte meist binnen kurzem restlos ausgeplündert. Aber alle diese Hemmungen rein materieller Natur sind nicht

allein ausschlaggebend genug gewesen, um die Sammlertätigkeit in den letzten sechs Jahrzehnten zu unterbinden. Dies beweisen die zahlreichen großartigen Sammlungen, die in diesen Jahrzehnten entstanden und leider teils wieder verschwunden sind. Z. B. die großartige Sammlung des Kommerzialrates *Weinberger* in Wien, die vor etwa 25 Jahren von dem Mineralienhändler *Gabriel* um 100.000 S angekauft und zersplittert wurde. Die noch geschlossen vorhandene, berühmte Sammlung *Moritz Lechner*, die sich jetzt im Besitze seines Sohnes, Dr. *Adolf Lechner*, befindet, ist eine der größten Sammlungen, die es jemals in Österreich gegeben hat. Sie nahm eine ganze Reihe von Großsammlungen in sich auf, so die Kollektionen *Fodor, Pohl* und *Seeland* und außerdem die besten Stücke aus den alten Sammlungen *Beeroldingen, Beranger, Fräntzel, Hofberg, Koch, Lhotzky, Lill, Dom Pedro, Rosthorn, Scherzer, Töply* und *Uslar*. Sie umfaßt 8314 hervorragende Handstücke, besonders herrliche Suiten von Gold- und Silbererzen aus den längst verschütteten Gruben von Böhmen und Siebenbürgen. Sie müßte unbedingt Österreich erhalten bleiben.

Die Krone aller österreichischen Privatsammlungen des 20. Jahrhunderts war die Sammlung des Dr.-Ing. *Hans Karabaczek*, die mit ihren 5000 unvergleichlichen Schaustücken zu den kostbarsten Privatsammlungen gezählt werden konnte. Sie hatte auch die besten Stücke der prachtvollen Sammlung des Dr. *Miller-Aichholz* in sich aufgenommen. Den größten Teil dieser Kollektion hat vor etwa 15 Jahren Professor *Ch. Palache* für die Harvard Universität in Cambridge, Mass., USA. erworben und diese dadurch zu einer der großartigsten Universitätssammlungen der Welt gemacht. Der Rest wurde zersplittert.

Alle diese berühmten Sammlungen haben sich, um rein Materielles zu streifen, als erstklassige Kapitalsanlagen erwiesen, die ihre glücklichen Besitzer vor all den Katastrophen der beiden Weltkriege wie durch ein gütiges Wunder bewahrten. Das Materielle ist es also nicht allein, was das mineralogische Sammlerwesen zu verschütten droht. Der Feind steht vor allem auf dem psychologischen Gebiete. Die moderne Zeit mit ihrem hysterischen Jagen nach Stimulantien der heruntergearbeiteten Nervenfasern, die alles nivellierende, alles verhäßlichende moderne „Sachlichkeit", schließlich — und es muß gesagt sein, selbst auf die Gefahr hin, einen Entrüstungssturm heraufzubeschwören—, die bis zu lächerlicher Fexerei überspitzte Sportbegeisterung sind die Hauptfeinde unserer geliebten Sammlerfreuden. Es würde viel Licht verschwinden aus unserer grauen, entgötterten Welt, wenn ihr eine der größten Freuden geraubt würde, die „Freude des Sammlers".

Exkursion Gloggnitz-Payerbach.

Für den 5. Juni 1948 waren die Mitglieder der Gesellschaft vom Mineralogischen Institut der Universität zur Teilnahme an einer Exkursion in das Semmeringgebiet eingeladen: Riebeckitgneis von Gloggnitz; Magnesit vom Eichberg; Porphyroide; metamorphe Diabase von Payerbach; Siderit, Eisenglanz und Kiese vom Grillenberg.

Glückwunsch.

Die österreichische Mineralogische Gesellschaft beglückwünscht Herrn Hofrat Prof. Dr. *Herm. Tertsch*, Landesschulinspektor in Ruhe, hervorragend als Forscher, akademischer Lehrer und Pädagoge, Verfasser zahlreicher Fachwerke, zu seinem 70. Geburtstag am 19. Februar 1950. Hofrat *Tertsch* ist Gründungsmitglied der Gesellschaft.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Hans Peter Cornelius.

Die geologische Erforschung der West- und Ostalpen hat durch den plötzlichen Tod von *H. P. Cornelius* einen schweren Schlag erlitten, die österreichische Geologie, so rasch nach dem Hinscheiden von *Kurt Leuchs*, wiederum einen ihrer besten Forscher verloren. *Cornelius*, zu München 1888 als Sohn des Assistenten am chemischen Institut der Universität, *Hans Cornelius*, der später Professor der Philosophie in Frankfurt am Main geworden ist, geboren, studierte zuerst in seiner Geburtsstadt und dann in Zürich, wo er Schüler *Albert Heims* und *Grubenmanns* wurde. 1911 zum Doktor promoviert, war er im Wintersemester 1912/13 Assistent am mineralogischen Institut der Züricher Technischen Hochschule. Er entledigte sich sodann aller beruflichen Bindungen und wirkte bis zu seiner Einziehung als Landsturmmann 1915 als freier Forscher. 1917 wurde er Kriegsgeologe, zu Ende des nächsten Jahres kehrte er nach München zurück. 1920 bis 1928 nahm er wieder seine Arbeiten in der Schweiz und im Veltlin auf, übersiedelte aber nach seiner Verheiratung mit *Marta Furlani* 1921 nach Wien. 1928 kam er hier an die Geologische Bundesanstalt, wo er bis 1945 wirkte. 1941 war er korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Wien geworden. Mitten in rastloser Arbeit nahm ihn ein rascher und sanfter Tod von uns. In Naßwald traf ihn in der Nacht zum 2. April 1950 mitten in seinen geliebten Bergen ein Herzschlag.

Cornelius hat sein ganzes Leben *ausschließlich* seinen geologischen und petrologischen Arbeiten gewidmet, lange Zeit als unabhängiger Forscher, dann als Geologe der Wiener geologischen Bundesanstalt. Jede Aufforderung, doch die reiche Fülle seines Wissens und seiner Erfahrungen im akademischen Lehrberuf anderen zu vermitteln, wies er stets auf das entschiedenste zurück, obwohl er ein ausgezeichneter Vortragender war. Er wollte nur seiner geliebten Alpengeologie leben, jede Stunde, anderen Zielen zugewandt, mochten sie auch noch so wertvoll sein, schien ihm verloren. So wurde er der beste Kenner unserer gesamten Alpen, der von allen seinen Fachgenossen in diesen Gebieten am meisten gesehen hatte. Als einziger Forscher unserer Zeit, hat er in den Ost- und in den Westalpen in ganz großem Stile gearbeitet und Standardwerke geschaffen. Beherrschte er in gleicher Weise das Kristallin wie auch unsere nördlichen und südlichen Kalkalpen, so galt doch seine große Liebe den Zentralalpen. Alles, was er

veröffentlichte, zeichnete sich durch vollendete Beherrschung aller Methoden aus. Er war ein mustergültiger Aufnahmsgeologe, dem Genauigkeit über alles ging, der niemals vor schwer zu begehenden Stellen zurückschreckte, der keine Müdigkeit kannte und keine Abspannung. Er war der gleich große Petrograph, der große Forscher im Alpengelände, wie mit dem Mikroskop. Baumaterial und der Bau selber waren ihm gleich wichtig, die Kenntnis des ersten war ihm stets die Grundlage der Erforschung des zweiten. Ganz besonders galt sein Streben, die Beziehungen von Tektonik und Gesteinsmetamorphose zu ergründen, und die Erforschung der kristallinen Schiefer war ihm die Grundlage der zentralalpinen Geologie. Wenn er in heiklen Fragen seine Meinung aussprach, so war sie so unterbaut, daß ihm niemand eine Lücke nachweisen konnte. Er war sich aber der Grenze aller Forschungsmöglichkeiten immer bewußt, er war stets bereit, seine Meinung zu revidieren. Nie gab er seine Meinung, seine eigene Überzeugung als unbedingt erwiesene Tatsache aus, oft sprach er auch dann nur von Möglichkeiten, wenn er von der Richtigkeit seiner Ansichten überzeugt war; konnte er nicht alles aufklären, so wie es ihm geboten erschien, dann ließ er die Erklärung offen. Er war der ideale unvergleichliche Diskussionspartner, der nie seine Meinung für unfehlbar hielt, aber auch niemals mit seiner eigenen Meinung zurückhielt, auch dann nicht, wenn sie von der allgemein vertretenen weit abwich. Er war der stets bereitwillige Helfer der heranwachsenden Geologen. Seine Detailkenntnis der Alpen grenzte ans Unglaubliche, denn er kannte auch viele Gebiete, in denen er nicht wissenschaftlich gearbeitet hatte, sehr gut, er wäre der Mann gewesen, eine neue Synthese des gesamten Alpenbaues zu geben; dies hätte sein Alterswerk werden sollen.

So ist denn auch die Zahl seiner großen und kleineren Arbeiten sehr bedeutend. Es können daher nur von den ersteren die wichtigsten hervorgehoben werden, allen voran die beiden großen Monographien und geologischen Karten der Julier-Errgruppe und des Großglockner-Gebietes. Von der Monographie: Geologie der Err-Juliergruppe ist 1935 in Bern der I. Band, das Baumaterial, erschienen, wohl eine der wertvollsten geologisch-petrographischen Abhandlungen der Schweiz, die wir kennen. Der zweite tektonische Teil ist im Druck und dürfte bald erscheinen. In Zusammenarbeit mit seinem treuen Freunde *Clar* erschien 1939: Geologie des Großglocknergebietes, Teil I[1], der wieder hauptsächlich das Baumaterial behandelt, also vornehmlich petrographisch orientiert ist. Dieses Standardwerk enthält die beste moderne geologische Karte aus unseren Zentralalpen. Leider ist es sehr fraglich,

[1] Abhandl. der geolog. Bundesanstalt, Bd. 25.

ob der zweite, tektonische Teil in absehbarer Zeit wird erscheinen können, da der Nachlaß nichts Zusammengeschlossenes darüber enthält. Auch in diesen Arbeiten ist wiederum der Zusammenhang von Gesteinsmetamorphose und Gebirgsbau der Leitgedanke. Die dritte Monographie ganz großen Stiles hätte die Geologie und die Kartierung der Venedigergruppe mit den Anschlüssen an die Gerlosgruppe und an das Ahrntal werden sollen. Hier waren schon Vorarbeiten abgeschlossen, wie die Kartierung der Granatspitzgruppe, Teile der südlichen Matreierzone, der Hauptteil des südöstlichen Venedigergebietes. Die Vollendung war unserem *Cornelius* nicht mehr bestimmt. Gerade hier erhoffte er sich, und dies wohl mit viel Recht, die Möglichkeit einer Klärung des Alters von Zentralgranitgneis und Schieferhülle, eine Frage, die ihn besonders interessierte. Den Ansichten von *Exner* und mir stand er durchaus skeptisch, aber keinesfalls ablehnend gegenüber, denn er wußte ja, daß nur genauestes Studium und Kartierung hier Aussicht auf Erfolg versprach. Die in Angriff genommene Kartierung der Gerlosgruppe verfolgte er auf das gespannteste. Nun wird ein anderer seine Untersuchungen weiterführen; der wohl am meisten dazu Berufene wäre sein treuer Mitarbeiter und Freund *Clar*.

Wir verdanken *Cornelius* auch die prachtvolle Karte des Raxgebietes und Umgebung (1936), das Kartenblatt Mürzzuschlag, 1 : 75.000, das ihn viele Jahre lang beschäftigt hat. Von allergrößter Bedeutung ist seine 1940 erschienene Arbeit: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre (Z. Dtsch. geol. Ges.), deren Verteidiger er mit allem Nachdruck war; sie enthält eine kritische Zusammenstellung neuerer Ansichten von größtem Wert, die nur ein so im Gelände Erfahrener wagen durfte. Erwähnt seien noch Arbeiten, in denen Vorstellungen über den varistischen Anteil am Bau der Alpen zu entwickeln versucht werden, seine umfassenden Arbeiten über die insubrische (Tonale-) Linie, die alpin-dinarische Grenze und die Unterschiede im Bauplan der Nord- und Südalpen und viele kleinere Arbeiten aus den nördlichen Kalkalpen, den Niederen Tauern, besonders aber aus dem Bereich der Dolomiten Südtirols, diese z. T. in Gemeinschaft mit seiner Frau, selbst einer Forscherin von Rang, die ihn durch viele Jahre bei allen Arbeiten weitgehendst unterstützte. Seine Karte des Schneeberggebietes wird demnächst erscheinen.

Umfangreich ist sein Nachlaß. Ein sehr ausführliches druckfertiges Manuskript über die Grauwackenzone vom Semmering bis in die Gegend von Turnau am Rand des Hochschwabzuges wird in verhältnismäßig naher Zeit erscheinen können. Hoffentlich gelingt es auch, das fast fertige Lehrbuch der Geologie herauszubringen, das seine Gattin vollenden wird. Manches kleinere wird ebenfalls im Druck

erscheinen können. Anderes aber ist nur skizziert, ist nur im ersten Entwurf vorhanden und wird unausgeführt bleiben.

Cornelius war ein glühender Liebhaber der Berge, berguntüchtig zu werden, war ihm ein unerträglicher Gedanke, ein Los, das ihm erspart worden ist. Wie fast alle echten Bergsteiger, war er ein Mann von aufrechter Gesinnung, der seinen Wert kannte. Unvergessen wird ihm sein mannhaftes Eintreten für *E. Suess* bleiben, als dessen Andenken zeitgemäß von liebedienerischer Seite geschmäht worden war. Seine Wissenschaft war ihm heilig, unantastbar blieben ihm die großen Vertreter dieser Wissenschaft, auch dann, wenn die Verteidigung nicht ungefährlich war. So wird *Hans Peter Cornelius* uns, die wir im Leben ihm nahegestanden sind und uns seine Freunde nennen durften, im Gedächtnis erhalten bleiben. Für die Alpenforschung aber wird er auch noch in der fernsten Zeit einer der größten Geologen unseres Jahrhunderts bleiben.

Hans Leitmeier.

Aus dem Institut für Mineralogie und techn. Geologie der Technischen Hochschule Graz.

Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen.

Von

A. Hauser.

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 30. Juli 1950.)

Das Zementwerk Retznei hat vor einigen Jahren den Steinbruch in südlicher Richtung erweitert. Gelegentlich eines Besuches konnte ich in dem neu aufgemachten Abschnitt innerhalb des tortonischen Schichtkomplexes die Einschaltung von Biotitandesit feststellen.

Zur Zeit der Begehung (Herbst 1949) war die Bruchwand in voller Höhe offen. In der Zwischenzeit ist der untere Teil durch Nachsackung wieder verhüllt worden. Der Biotitandesit ist jedoch gegenwärtig noch im höheren Teil der heraussteigenden Schichten zu sehen.

Das äußere Bild des Andesites.

Das Gestein ist auffallend mürbe. Es zerbröselt bei verhältnismäßig geringer Beanspruchung. Die starke Zersetzung weist vor allem die Grundmasse auf. Die Einsprenglinge sind besser erhalten. Sowohl der Plagioklas als auch der Biotit lassen sich dadurch unschwer isolieren. Der Grundton des Gesteins ist bergfeucht grauschwarz, trocken graublau. Es ist dies die Farbe der Grundmasse, die etwa zwei Drittel des Gesteinsvolumens ausmacht. Durch die Plagioklaseinsprenglinge ist das Gestein licht, durch die Biotiteinsprenglinge dunkel gesprenkelt. Die Plagioklaseinsprenglinge zeigen Querschnitte bis zu etwa 4×5 mm. Sie haben teilweise ausgezeichnete kristallographische Umgrenzung. Ebensolche Ausbildung besitzen zum Teil die bis 3 mm großen Biotiteinsprenglinge. Plagioklas- und Biotiteinsprenglinge sind in verhältnismäßig großer und annähernd gleicher Zahl vorhanden.

Das mikroskopische und chemische Bild des Andesites.

Das Gestein zeigt gut entwickelte porphyrische Struktur. Die kryptokristalline Grundmasse, in der allem Anscheine nach in wesentlichem Anteil Plagioklasleistchen liegen, zeigt Fließregelung. Sekundär erfolgte partienweise limonitische Durchtränkung. Einzelne Plagioklase zeigen zonare Ausbildung. Der Plagioklas ist rein und zeigt nur rissige Zerlegung. Die U-Tischmessung eines nach dem Karlsbadergesetz ver-

wachsenen Plagioklaszwillings ermittelte einen An-Gehalt von 30 bis 35%. Es handelt sich demnach um Andesin. Die Andesinnatur bestätigt auch der Vergleich der chemischen Analyse mit den in *Hintze:* Handbuch der Mineralogie, S. 1507, angeführten Werten.

Die chemische Analyse (Dr. *Neuwirth)* zeigt:

SiO_2	58·30 Gew.%
Al_2O_3	25·52 Gew.%
Fe_2O_3	0·00 Gew.%
MgO	0·00 Gew.%
CaO	7·78 Gew.%
Na_2O	7·20 Gew.%
K_2O	Sp.
$H_2O\pm$	1·37 Gew.%
	100·17 Gew.%

Nach Philipsborn: Tabellen zur Berechnung der Mineral- und Gesteinsanalysen entspricht der Feldspat einem Plagioklas mit 61·61% ab und 38·39 Gew.% an bzw. 63 Mol ab.

Die Biotiteinsprenglinge zeigen gelblichbraunen bis braunschwarzen Pleochroismus.

Die optische Analyse des Biotitandesites zeigt folgende Volumanteile:

Andesin	21·1%
Biotit	12·6%
Grundmasse	66·3%

Einzelne Gesteinspartien brausen mit verdünnter HCl. Der örtlich vorhandene Karbonatgehalt stammt wohl von sekundärer Durchtränkung des zwischen Mergel liegenden Andesites.

Die von Dr. *Neuwirth* ausgeführte und berechnete chemische Analyse des Biotitandesites ergab:

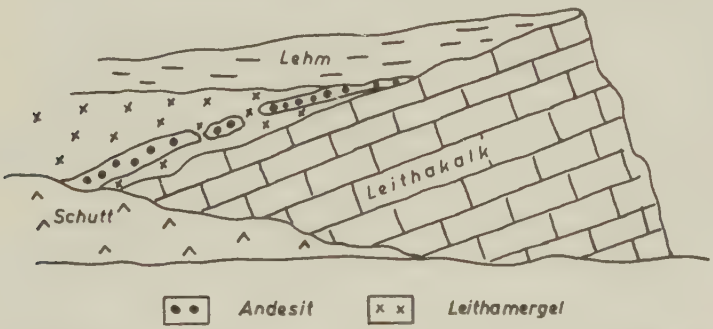
	%	Niggli-Proportionen	Niggli-Wert
SiO_2	55,2 Gew.	s 184,3	180
TiO_2	0,2 „	ti 0,8	
Al_2O_3	20,88 „	al 41,5	33
Fe_2O_3	3,61 „	fm 29,2	33
FeO	1,87 „		
MgO	4,07 „		
CaO	4,87 „	c 17,6	23
Na_2O	3,08 „		
K_2O	0,98 „	alk 11,7	11
P_2O_5	0,12 „	k 0,17	0,2
H_2O	5,70 „	mg 0,76	0,4
	100,53 Gew.		

Zum Vergleich sind den Niggli-Proportionen die Niggli-Werte des peleitischen Magmas (Kalk-Alkalireihe S. 123 in *Nigglis* Gesteins- und Mineralprovinzen) nachgesetzt. Der Vergleich des Analysenergebnisses mit den Analysen in *Rosenbusch* (Elemente der Gesteinslehre S. 405 und 409) zeigt den Biotitandesit in brauchbarer Übereinstimmung mit Andesiten andernorts, wie einem Hornblendeandesit von Alaska, einem Hornblendeandesit vom Yellowston Park und einem Augitandesit von Kalifornien.

Nach *Tröger* (Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine) kommt die chemische Analyse und die Mineralcharakteristik des Biotitandesites von Retznei der Familie der Diorite (effusive Formen) am nächsten. Der Chemismus des Gesteins von Retznei liegt etwa zwischen dem von *Tröger* unter Nr. 324 und Nr. 325 angegebenem Andesit und Porphyrit. Nach *Tröger* treten diese Gesteine fast nur in pazifischer und nur selten in atlantischer Vergesellschaftung auf.

Die Lagerungsverhältnisse.

Wie erwähnt, liegt das Andesitvorkommen im Südflügel des Bruches. Die Schichten streichen in diesem Abschnitt O—W und fallen um 27° nach Süden. Die Gesteinsfolge ist von unten nach oben (Abb. 1): An der Basis liegt, etwa 4 m mächtig, gebankter Leithakalk bzw. -mergel. Die orientierende Prüfung mit dem Passongerät ergab bei fünf den übereinanderliegenden Bänken entnommenen Proben



einen $CaCO_3$-Gehalt von 89, 86, 92, 91 und 71%. Es folgt sandiger Mergel mit 67% $CaCO_3$. Im Mergel gibt es fossilreiche Kalkkonkretionen. Bei der Verwitterung werden letztere als mehr oder minder eigenformige Knollen herausgelöst. Der Mergel zeigt außer schaligmuscheligem Bruch keine Besonderheit. Er ist fein — und weitgehend gleichkörnig. Die Fossilien sind im Mergel zum Teil sehr gut erhalten. Es sind Formen vertreten, die vor kurzem *Schouppe* (Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steierm., 1949) im Gestein des Steinbruches beschrieben

hat und die das tortonische Alter der Schichten belegen. Im besonderen sind besterhaltene Abdrücke von tortonischen Pecten (Pecten styriacus Hoernes) zu erwähnen. Mit scharfer Grenze stößt an den Mergel der durchschnittlich 1 m mächtige Andesit. Er liegt in Form eines dem Mergel eingeschalteten Lagerganges vor. Im Detail ziehen jedoch an einzelnen Stellen quer durch den Andesit mehr oder minder zusammenhängende Mergellinsen, die den Eindruck von magmatektonischen Scherkörpern erwecken. Der Andesitkörper ist durch letztere mehr oder minder in Schollen wechselnder Größe zerlegt. Die Durchschnittsgröße dieser Schollen liegt etwa um 1×3 m. Hangend folgt dem Andesit ein Mergel, der jenem im Liegenden völlig gleicht. Bei gleicher Farbe und ebenfalls mehr oder minder sandiger Beimengung zeigt der Mergel gleichfalls schalig-muscheligen Bruch. Es sagt nicht viel, daß der $CaCO_3$-Gehalt nur 44% beträgt. Im Mergel des Hangenden und Liegenden fällt die Entwicklung von Gleitflächen auf. Den obersten Mergellagen ist eine etwa 1 dm starke Sandsteinplatte eingeschaltet. Auch im hangenden Mergel sind unschwer Fossilien zu finden. Die in freundlicher Weise von Herrn Dozenten Doktor *Schouppe* an Hand einiger bei der kurzen Suche entnommenen Proben erstellte Fossilliste zeigt:

Sehr häufig:
Globigerina quadrilobata
Nonion communis
Nodosarien und Dentalium d. Orb.
Häufig:
Rotalinen und Robulinen.
Spärlich:
Miliolinen, Spiroplectaminen, Ostracoden.
Makrofossilien:
Pecten styriacus Hoernes
Venus clathrata Hoernes (?).
Mikrofossilien:
Globigerina quadrilobata d. Orb.
Dentalina pauperata d. Orb.
Dentalina scabra Reuss
Nodosaria bacillum d. Orb.
Nodosaria irregularis d. Orb.
Nonion communis d. Orb.
Robulus inornatus d. Orb.
Robulus cultratus d. Orb.
Anomalina variolata d. Orb.
Clavulina comm. d. Orb.
Spiroplectamina carinata d. Orb.
Rotalia dutemplei d. Orb.
Rotalia ungariana d. Orb.
Rotalia soldanii d. Orb.
Quinqueoculina aff. longirostris d. Orb.
Spiroculina canaliculata d. Orb.
Cypridina aff. punctatella Reuss.

Das tortonische Alter des Mergels ist durch diesen Fossilgehalt belegt, und zwar handelt es sich um unteres Mitteltorton, vielleicht etwa um den untersten Teil des Spiroplectaminahorizontes des Wiener Beckens.

Nach oben legt sich auf den Mergel Lehm und der Verwitterungsboden.

Zusammenfassend ist demnach festzustellen: Der Andesit liegt lagergangartig im Mergel mitteltortonischen Alters, und zwar in dem wohl an diesem Ort stratigraphisch höchsten Horizont des Tortons. Der Andesit kann demnach höchstens mitteltortonisches Alter besitzen, doch ist Erguß jüngeren Datums wahrscheinlicher.

Der Kontakt zwischen Mergel und Andesit.

Der erste Eindruck ist, daß der Leithamergel und der Andesit ohne nähere Beziehung mit scharfer Grenze aneinander stoßen. Am Andesit fällt höchstens in den randlichen Partien zum Mergel eine schmale verrostete Zone auf, die wohl von der beginnenden Zersetzung des Biotites herrührt. Die genauere Beobachtung zeigt jedoch, daß Rostflecken gleichen Aussehens auch im Mergel auftreten und dort in gewissem Sinne Leitcharakteristikum für die Nähe des Andesites sind. Die Rostflecken nehmen im allgemeinen mit der Entfernung vom Andesit ab. In den Flecken kann bei Größen etwa über Daumennagel als Kern ein Andesitputzen mit einem verrosteten Rand erkannt werden. Diese Andesitputzen zeigen sich mehr oder minder deutlich dem Gefüge des Mergels eingeordnet. Quer zum Andesitkörper gibt es von diesem abstoßend im Mergel haarfeine bis klaffende Risse. Sie weisen einen Belag von Andesit auf. Unverkennbar besteht der Eindruck, daß der eindringenden Andesitlava längs der wahrscheinlich im Gefolge der Intrusion gebildeten Risse in diesen und von diesen ausgehend längs den Bankungsfugen im Mergel Wegsamkeit geboten war. Mit freiem Auge sichtbar weisen einzelne in den Bankungsfugen liegende Andesitputzen eine mit dem „s" des Mergels gehende Regelung (Fließregelung) auf. Das Gesamtbild läßt den Eindruck entstehen, daß die Zahl der Andesitputzen im hangenden Mergel größer ist als in den liegenden Schichten. Diese Beobachtung in Verbindung mit jener, die das Eindringen der Lava von den Klüften in die Bankungsfugen zeigt, spricht dafür, daß die Lava unter Druck im Mergel sich den Weg öffnete. Eine gewisse Verfestigung des Mergels mußte bereits bestanden haben.

Netzaderig setzen rostige Streifen auch durch den Andesitkörper. Sie folgen kenntlich einem weitmaschigen, unregelmäßigen Rißsystem, das wohl aus den bei der Erstarrung aufgetretenen Spannungen stammt.

Die völlige Unversehrtheit des Mergels im Bereich der innigsten Berührung mit der Andesitlava ist immerhin überraschend. Sie ist nur durch eine verhältnismäßig niedere Temperatur der eingedrungenen Lava verständlich. Um die Temperatur wenigstens einigermaßen größenordnungsmäßig abgrenzen zu können, wurden mit

den Mergelproben aus der unmittelbaren Berührungszone Brennversuche angestellt. Dabei zeigte der Mergel mit der steigenden Temperatur folgendes Verhalten:

	Farbe	Raumgewicht
unter 400° C	graugrün	
bei 400° C	grau	2·215
bei 500° C	grau	2·177
bei 600° C	grau mit braunem Strich	2·173
bei 700° C	grau mit braunem Strich	2·136
bei 750° C	grau mit braunem Strich	2·08
bei 800° C	grau mit braunem Strich	1·94
bei 850° C	gelblich	1·888
bei 900° C	gelb	1·52

Das abnehmende Raumgewicht ist in erster Linie durch den Verlust an CO_2 erklärbar. Gleiches Verhalten wäre bei dem natürlichen Vorkommen durch Karbonatisierung wieder korrigiert worden. Für die Anschätzung der Temperaturverhältnisse sagt daher dieses Untersuchungsergebnis nicht viel. Diese Untersuchung wurde auch von vornherein in anderer Absicht mitgenommen. Es sollte gleichzeitig festgestellt werden, ob der Mergel wirtschaftlich interessante Bläheigenschaft besitzt. Das Ergebnis war in diesem Belang bei den bisherigen Versuchen negativ bzw. zumindest nicht befriedigend.

Die Änderung der Farbe vermag dagegen einen gewissen Anhaltspunkt hinsichtlich der Temperaturverhältnisse zu geben. Ein Farbumschlag ist beim Mergel bereits bei 400° C erkennbar. Bei 500° C ist er eindeutig. Während der halbjährigen Beobachtung ist keine Änderung im neuen Ton kenntlich geworden. Eine solche ist nach anderen vielfachen Erfahrungen auch kaum mehr zu erwarten. Es ergibt sich demnach der Schluß, daß man mit großer Berechtigung sagen wird können, daß die Temperatur der eingedrungenen Lava unter 500° C gelegen sein muß.

Die niedere Temperatur ließe sich ohne weiteres durch einen untermeerischen Erguß erklären. Es ist aber durchaus kein zwingender Grund für eine solche Annahme vorhanden.

Im Zuge der Untersuchungen wurde auch der Andesit steigender Temperatur ausgesetzt. Das Ergebnis war:

	Raumgewicht	Farbe der Grundmasse
ungebrannt	2·104	graublau
bei 1140° C	1·487	Bräunung der blähenden Grundmasse
bei 1160° C	Schmelzbeginn	
bei 1200° C	Bildung einer dünnflüssigen, schwarzen Schmelze.	

Bemerkungen zur Frage der regional-magmatischen Stellung des Andesites.

Sieht man vom Gleichenberger Gebiet ab, so ergibt sich, daß nunmehr auch im übrigen Gebiet der Steiermark an zahlreichen Stellen die Verbreitung von Ergußgesteinen, und zwar von Tuffen (sie sind meist als Andesittuffe beschrieben) bekannt ist. Den ersten Hinweis auf einen Tuff außerhalb der Drau—Savefalten und des Eruptivgebietes von Gleichenberg brachte *Stutzer* in einer Beschreibung einer Tuffeinlagerung in der Kohle von Seegraben. *Marchet* legte dar, daß nach seiner Meinung dieser Tuff eher zu den Andesiten der Savefalten als zu jenen von Gleichenberg in Beziehung zu bringen sei. Eine Reihe weiterer Tuffvorkommen beschrieb in einer zusammenfassenden Arbeit unter Einbeziehung der von anderen, wie *Winkler-Hermaden*, gefundenen Vorkommen *Petrascheck* (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, 1940). Hinsichtlich der regionalen Stellung dieser Tuffe äußert sich *Petrascheck:* „Von den Erfahrungen in den Savefalten gingen auch meine Ermittlungen aus", woraus wohl entnommen werden darf, daß *Petrascheck* geneigt ist, die Tuffe zu den Andesiten und Andesittuffen im Raume der Drau—Savefalten in Beziehung zu bringen. In den geologischen Kartenblättern der Nachbarschaft des Blattes Marburg, in dem das Vorkommen von Retznei liegt, sind eine große Zahl von Andesit- bzw. Andesittuffvorkommen bekannt, so

1. auf Blatt Prassberg a. d. Sann, und zwar bemerkenswert an einer Reihe von Stellen in enger Gesellschaft mit Leithakalk. *Teller* schreibt in den Erläuterungen: „Die eine Gruppe umfaßt Eruptivbildungen, welche sich als Decken oder Stromenden in die tertiäre Schichtfolge einschalten, somit typische Lagermassen", d. i. das Lagerungsverhältnis des Andesites von Retznei.

2. auf Blatt Pragerhof—Windisch-Feistritz

3. auf Blatt Cilli—Ratschach und

4. auf Blatt Rohitsch—Drachenburg u. a. in der Gegend von Tschernolitza, über welches Vorkommen *Dreger* in den Erläuterungen schreibt: „Der Hornfelstrachyt (Hornfelstrachyt und Andesit erscheinen in den älteren Arbeiten nicht entsprechend getrennt. Der Verf.), dessen miozänes Alter aus dem innigen Zusammenhang mit Leithakalkbildungen ersichtlich ist."

Zusammenfassend hat *Hatle* (Naturw. Verein f. Steierm., 1880) die Andesite im Gebiet der Drau—Savefalten bearbeitet. Unter anderem beschreibt er den Biotitandesit vom Konoschitzagraben bei Oberburg in einem Bild, das mir mit jenem des Biotitandesites von Retznei übereinzustimmen scheint.

Schließlich hat noch *Winkler-Hermaden* (Die tertiären Eruptiva am Ostrand der Alpen. Zeitschrift f. Vulkanologie, Bd. 1) in einer umfassenden Überschau die Magmabeschaffenheit und speziell die Beziehungen der Eruptiva im Raume der Savefalten zu den tektonischen Vorgängen studiert.

Leider fehlen trotz der zahlreichen, von mir nur unvollständig angeführten Arbeiten für den Vergleich des Biotitandesites von Retznei mit den Ergußgesteinen im Gebiet der Drau—Savefalten vom letzteren Raum vor allem die chemischen Analysen. Als bestrickend verbleibt für die Ermittlung der Beziehungen daher nur die hier, wie zum Teil dort, beobachtbare Einschaltung der Eruptiva im Leithakalk.

Folgt man, wenn auch vorerst mit Vorbehalt der Auffassung, daß der Biotitandesit von Retznei ebenso wie für die Tuffe Steiermarks außerhalb des Eruptivgebietes von Gleichenberg angenommen wird, in Beziehung zu den Eruptiven des Gebietes der Drau—Savefalten zu bringen sei, so ist der Biotitandesit von Retznei das erste Vorkommen im Kranz der jungen Ergüsse um den Bacher auf steirischem Boden. Im übrigen möchte ich aber doch annehmen, daß das Vorkommen von Retznei nur das erst festgestellte, aber nicht einzigartige Vorkommen dieser Art bleiben dürfte. Es ist zu erwarten, daß wenigstens der Zufall so wie bei Retznei Kenntnis von weiteren gleichen Vorkommen geben wird. Sollte dazu kommen, daß auch der Chemismus der Eruptiva im Gebiet der Drau—Savefalten in der Zwischenzeit eine brauchbare Klärung erfährt, dann erschiene mir die erforderliche Grundlage für eine aussichtsreiche Erörterung der Beziehung der verschiedenen Vorkommen in einem oder mehreren magmatischen Zyklen gegeben. In diesem Sinne erscheint mir das Vorkommen von Retznei in erster Linie nur als Ansporn zur Suche weiterer Vorkommen in einem Gebiet, in dem einige ausgezeichnete Aufschlüsse im Leithakalk und -mergel eine versprechende Voraussetzung sind.

Zusammenfassung.

1. Der Andesit von Retznei liegt lagergangartig in tortonischen Schichten.

2. Altersmäßig ist der Andesit frühestens in das Mitteltorton zu stellen, doch erscheint jüngeres Datum wahrscheinlicher.

3. Beim Erguß unterblieb jegliche Kontaktbildung im angrenzenden Mergel. Der Hauptgrund dafür ist wohl in erster Linie darin zu suchen, daß die eingedrungene Lava kaum eine Temperatur von 500° C besessen haben dürfte.

4. Die lagergangartige Einschaltung des Andesites mit den Kryptoapophysen läßt das Eindringen unter einem Druck erkennen, der eben noch hinreichte, um das Muttergestein zur Schaffung des nötigen Raumes aufzuspalten.

5. Die Annahme einer Beziehung des Andesites zu den Tuffen auf steirischem Boden außerhalb des Eruptivgebietes von Gleichenberg läge ebenso nahe wie die Annahme einer Beziehung des Andesites zu den Andesiten im Raume der Drau—Savefalten. Es ist jedoch das Beobachtungs- und Untersuchungsmaterial zur Stütze einer solchen Auffassung noch sehr lückenhaft.

Für die Unterstützung bei Sonderbestimmungen habe ich den Herren Prof. Dr. *Heritsch* und Dozent Dr. *Schouppe* zu danken.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Formel und Kristallstruktur des Schafarzikits.

Von

Josef Zemann.

Mit 3 Textabbildungen.

(Eingelangt am 15. August 1950.)

Einleitung.

Das Mineral Schafarzikit kommt nach heutigem Wissen nur auf der Antimonlagerstätte von Pernek, 30 km nördlich von Preßburg, Slowakei (CSR.) vor. Man findet es auf manchen von dort stammenden Kermesit-Stufen als dunkle, fast schwarze, lebhaft glänzende Prismen von einigen Zehntel Millimeter Dicke und höchstens einigen wenigen Millimeter Länge. Es wurde von *J. A. Krenner* (1) entdeckt und kristallographisch sowie paragenetisch beschrieben. Nach ihm kristallisiert der Schafarzikit ditetragonal-bipyramidal mit einem Achsenverhältnis $a : c = 1 : 0{\cdot}9787$; die Spaltbarkeit ist nach $\{110\}$ ausgezeichnet, nach $\{100\}$ sehr gut. Trachtbestimmend ist das Protoprisma, die Kristallköpfe sind überwiegend schlecht ausgebildet. *Krenner* gibt an, daß der Schafarzikit teils unter dem Kermesit liegt, teils aber zwischen diesem aufragt, eine Angabe, die ich von einer Stufe aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien voll bestätigen kann. Ebenso konnte ich wie *Krenner* beobachten, daß sich als jüngere Bildung Calcit anschließt, der oft ganz von den Kermesitnadeln durchsetzt ist. Das älteste Mineral der in Schiefern und Gneisen liegenden Lagerstätte ist nach *Krenner* der Antimonit. Als nächste Generation folgen Kermesit, Senarmontit, Valentinit und Schafarzikit, doch ist dieser „von den Oxydationsprodukten des Grundmaterials unabhängig" (*Krenner,* S. 199). Als dritte Generation folgen Calcit und stacheliger Aragonit. Eine chemische Untersuchung wurde von *Krenner* nicht ausgeführt. Er war, wie er in seiner Arbeit (op. cit., S. 200) angibt, anfangs der Meinung, eine antimonsaure Verbindung vor sich zu haben. Da jedoch *L. Loczka* Eisen und Phosphorsäure nachweisen zu können glaubte, entschloß er sich zur Formel $n.FeO.P_2O_3$, wobei er sich von der großen kristallographischen Ähnlichkeit mit Trippkeit, der wahrscheinlich ein Kupferarsenit ist, dazu verleiten ließ, im Schafarzikit dreiwertigen Phosphor anzunehmen.

Einige weitere Mitteilungen über Schafarzikit verdanken wir *L. Tokody* (2). Er erweiterte das Formenverzeichnis etwas und änderte auf Grund seiner Messungen das Achsenverhältnis auf $a : c = 1 : 0{\cdot}95381$. Bezüglich der Optik gibt er an, daß beide Brechungsquotienten weit über 1·740 (Methylenjodid) liegen, die Doppelbrechung schwach positiv ist und die Absorptionsfarben für ω strohgelb, für ε bräunlichgelb sind [1]. Die Härte ist nach ihm 3·5, die Dichte 4·3 g/ccm (nach der Schwebemethode in geschmolzenem Mercuronitrat).

Die einzige chemische Analyse stammt von *H. Hueber* (3). Unter Verwendung mikrochemischer Methoden fand er:

	Gew. %	Molzahl
FeO	38·2	53·17
Sb_2O_3	61·3	21·04
	99·5	

Diese Zahlen entsprechen recht genau der Formel $Fe_5Sb_4O_{11}$, die seitdem allgemein für Schafarzikit angenommen wird.

Für die vorliegende Untersuchung standen mir zunächst zwei kleine, gut ausgebildete Kristalle aus dem Naturhistorischen Museum Wien zur Verfügung. Später konnte ich auch auf einer Kermesit-Stufe des Mineralogischen Institutes Schafarzikit finden und so das Beobachtungsmaterial etwas erweitern.

Zellkonstanten und Raumgruppe.

Drehkristallaufnahmen um [001] führten auf folgende Gitterkonstanten:

$$a = 8{\cdot}59 \pm 0{\cdot}02 \text{ Å}$$
$$c = 5{\cdot}92 \pm 0{\cdot}02 \text{ Å}$$

Mit Ausnahme von einigen schwachen Reflexen entsprechen alle Interferenzen der Bedingung $h + k + l = 2n$. Es müssen also die stark streuenden Atome ganz oder fast innenzentriert liegen, ohne daß aber innenzentrierte Translationsgruppe vorliegt. Unter Annahme der Kristallklasse D_{4h}—4/mmm sind folgende Raumgruppen möglich:

$$D_{4h}^{1, 2, 5, 6, 9, 10, 13, 14} — P4/m\,-\,-.$$

Nach der unten angegebenen Struktur ist als tatsächliche Raumgruppe

$$D_{4h}^{13} — P4/mbc$$

anzusehen.

[1] Die optischen Verhältnisse liegen bei meinem Material etwas anders. ε, ω > 1·74; Doppelbrechung positiv; ε − ω > 0·05 (vermutlich um 0·1; die niedrige Doppelbrechung wird dadurch vorgetäuscht, daß nur dünnste Splitter durchsichtig sind!); ε heller braun als ω.

Kristallographische Aufstellung und Winkeltabelle.

Mit obigen Gitterkonstanten lautet das Achsenverhältnis für Schafarzikit

$$a : c = 1 : 0{\cdot}689.$$

Um in Übereinstimmung mit der röntgenographischen Aufstellung zu gelangen, ist die Aufstellung nach *Krenner* und *Tokody* um 45^0 zu verdrehen und die alte 111-Fläche als 021-Fläche anzunehmen. Dem Achsenverhältnis nach *Krenner* entspricht dann $a : c = 1 : 0{\cdot}692$, dem nach *Tokody* $a : c = 1 : 0{\cdot}674$. In Tabelle 1 ist die Gegenüberstellung der alten und neuen Indizierung nebst Angabe von Azimut und Poldistanz der beobachteten Formen angeführt.

Tab. 1. Winkeltabelle für Schafarzikit.
Ditetragonal-bipyramidal, $a : c = 1 : 0{\cdot}689$.
ψ und ρ entsprechen der Verwendung in Goldschmidts Winkeltabellen (4).

Buchstabe		Indices		ψ	ρ
Krenner Tokody	Zemann	Krenner Tokody	Zemann		
c	c	001	001	—	0
a	m	010	110	90°00'	45°00'
m	a	110	010	90°00'	0
p	p	111	021	54°02'	0
e	e	102	112	25°59'	45°00'
v	v	201	221	62°50'	45°00'
l	l	301	331	71°07'	45°00'
r	r	312	121	57°01'	26°34'

Formel und Kristallstruktur.

Unter Annahme der Formel $Fe_5Sb_4O_{11}$ und der Dichte $\rho = 4{\cdot}3$ g/ccm ergibt sich mit obigen Gitterkonstanten ein Zellinhalt von 1·21 Formeleinheiten! Es muß also die Formel oder die Dichte abgeändert werden. Da die von *Tokody* (op. cit.) angegebene Dichte für ein Eisenantimonit zu niedrig scheint, wurden beim Versuch, eine plausible Struktur zu finden, auch wesentlich höhere Werte zugelassen. Unter Beibehaltung obiger Formel war jedoch keine befriedigende Struktur in die Zelle einzubauen.

Die Lösung des Problems gelingt jedoch, wie ich in einer vorläufigen Mitteilung (5) schon angegeben habe, sobald man sich zu einer Änderung der Formel auf $FeSb_2O_4$ entschließt. *S. Ståhl* (6) hat nämlich 1943 die Struktur des tetragonalen $ZnSb_2O_4$ ausgearbeitet und ferner festgestellt, daß mehrere Antimonite zweiwertiger Metalle damit isotyp sind, unter anderen $FeSb_2O_4$. Für dieses gibt er die Gitter-

konstanten a = 8·592 Å und c = 5·905 Å an, also innerhalb der Fehlergrenzen dieselben Werte, wie ich sie für Schafarzikit gefunden habe. Da zudem der Intensitätsverlauf bei $ZnSb_2O_4$ (Für $FeSb_2O_4$ sind bei *Ståhl* keine Intensitäten angegeben) und Schafarzikit sehr ähnlich ist, wurde vermutet, daß die Formel des Schafarzikites richtig $FeSb_2O_4$ lautet und vier Formeleinheiten in der Elementarzelle enthalten sind. Die röntgenographische Dichte beträgt dann

$$\rho = 5{\cdot}49 \text{ g/ccm.}$$

Zur Bestätigung wurden mit *Ståhls* Parametern die Intensitäten berechnet. In den Tab. 2 bis 4 sowie auf Abb. 1 ist der Vergleich

Tab. 2. Schafarzikit. Drehkristallaufnahme um [001], Fe-Strahlung, Äquator (die β-Reflexe sind nicht in die Tabelle aufgenommen).

hkl	$\sin^2\vartheta$		I	
	beob.	ber.	beob.	ber.
110	—	02534	—	0,1
200	04984	05068	2	0,7
210	—	06335	—	0
220	10174	10136	10	1,6
310	12668	12670	5	4,4
320	—	16471	—	0
400	—	20272	—	0,1
410	—	21539	—	0,2
330	22841	22806	10	1,9
420	25379	25340	5	2,2
430	—	31675	—	0,1
510	—	32942	—	0,1
520	—	36743	—	0
440	40631	40544	5	1,3
530	43128	43078	10	6,7
600	45642	45612	4	7,9
610	46948	46879	1	0,3
620	50698	50680	4	1,5
540	51919	51947	2	0,4
630	—	57015	—	0,1
710+550	—	63350	—	0,2
640	—	65884	—	0,4
720	—	67151	—	0,1
730	73551	73486	5	4,5
650	77232	77287	2	0,6
800	81126	81088	5	2,3
810+740	—	82355	—	0,1
820	86148	86156	10	14,3
660	91256	91224	>20	42,0
830	unmeßbar	92491	1	1,3

Tab. 3. Schafarzikit. Drehkristallaufnahme um [001], Fe-Strahlung. 1. Schichtlinie.

hkl	$\sin^2\vartheta$		I	
	beob.	ber.	beob.	ber.
201	—	07736	—	0
211	09042	09003	10	13,1
311	—	15338	—	0
321	—	19139	—	0,1
401	—	22940	—	0,1
411	24248	24207	5	3,3
421	—	28008	—	0,1
431	—	34343	—	0,1
511	—	35610	—	0,1
521	39519	39411	8	8,9
531	45990	45746	1 (?)	0,2
601	—	48280	—	0
611	—	49547	—	0,4
621	—	53348	—	0,1
541	54792	54615	12	12,0
631	—	59683	—	0
711	—	66018	—	0,2
641	—	68552	—	0,2
721	69937	69819	12	19,5
731	76274	76154	1	1,1
651	80691	79955	1	1,0
801	—	83756	—	0,7
811+741	85108	85023	>20	90,8
821	—	88824	—	0,2
831	—	95159	—	0

zwischen Berechnung und Beobachtung dargestellt. Wurde eine relative Intensität von $< 0{\cdot}05$ berechnet, so ist in den Tabellen 0 angegeben. Die Intensitäten können nur innerhalb derselben Schichtlinie miteinander verglichen werden. Die Übereinstimmung zwischen Berechnung und Beobachtung ist befriedigend. Die vorhandenen Abweichungen erklären sich aus dem hier stark ins Gewicht fallenden Formfaktor. Es lagen scharfe Prismen $\{110\}$ vor; dementsprechend sind die hhl-Werte zu stark beobachtet, vor allem die hh0-Werte. Zieht man das in Betracht, so kann an der Richtigkeit folgender Struktur, mit der die Intensitäten berechnet wurden, nicht gezweifelt werden:

Tab. 4. Schafarzikit. Drehkristallaufnahme um [001], Fe-Strahlung. 2. Schichtlinie.

hkl	$\sin^2\vartheta$		I	
	beob.	ber.	beob.	ber.
112	13195	13207	3	2,3
202	15709	15741	5	5,0
212	17000	17008	1	1,1
222	—	20809	—	0
312	23504	32343	2	1,7
322	—	27144	—	0
402	31108	30945	3	4,7
412	—	32212	—	0
332	33639	33479	20	17,7
422	—	36013	—	0
432	—	42348	—	0,2
512	43820	43615	8	10 9
522	—	47416	—	0,1
442	—	51217	—	0
532	53923	53751	9	5,3
602	56267	56285	6	4,5
612	57908	57552	<1	1,0
622	61418	61353	10	20,2
542	—	62620	—	0,1
632	—	67688	—	0,1
712+552	73934	74023	8	11,7
642	76570	76557	9	13,3
722	—	77824	—	0,2
732	—	84159	—	0,1

Tab. 5. Interatomare Abstände in Schafarzikit.

Atom	Nächste Nachbarn	Atomabstand in Å
4 Fe in 4(d)	2 O_I in 8(g)	2,05
	4 O_{II} in 8(h)	2,03
8 Sb in 8(h)	2 O_I in 8(g)	2,20
	1 O_{II} in 8(h)	1,87
8 O_I in 8(g)	1 Fe in 4(d)	2,05
	2 Sb in 8(h)	2,20
	2 O_I in 8(g) $\parallel$ c	2,96
	4 O_{II} in 8(h)	2,90
8 O_{II} in 8(h)	2 Fe in 4(d)	2,03
	1 Sb in 8(h)	1,87
	2 O_I in 8(g)	3,02
	2 O_{II} in 8(h) $\parallel$ c	2,96
	1 O_{II} in 8(h) $\perp$ c	2,77

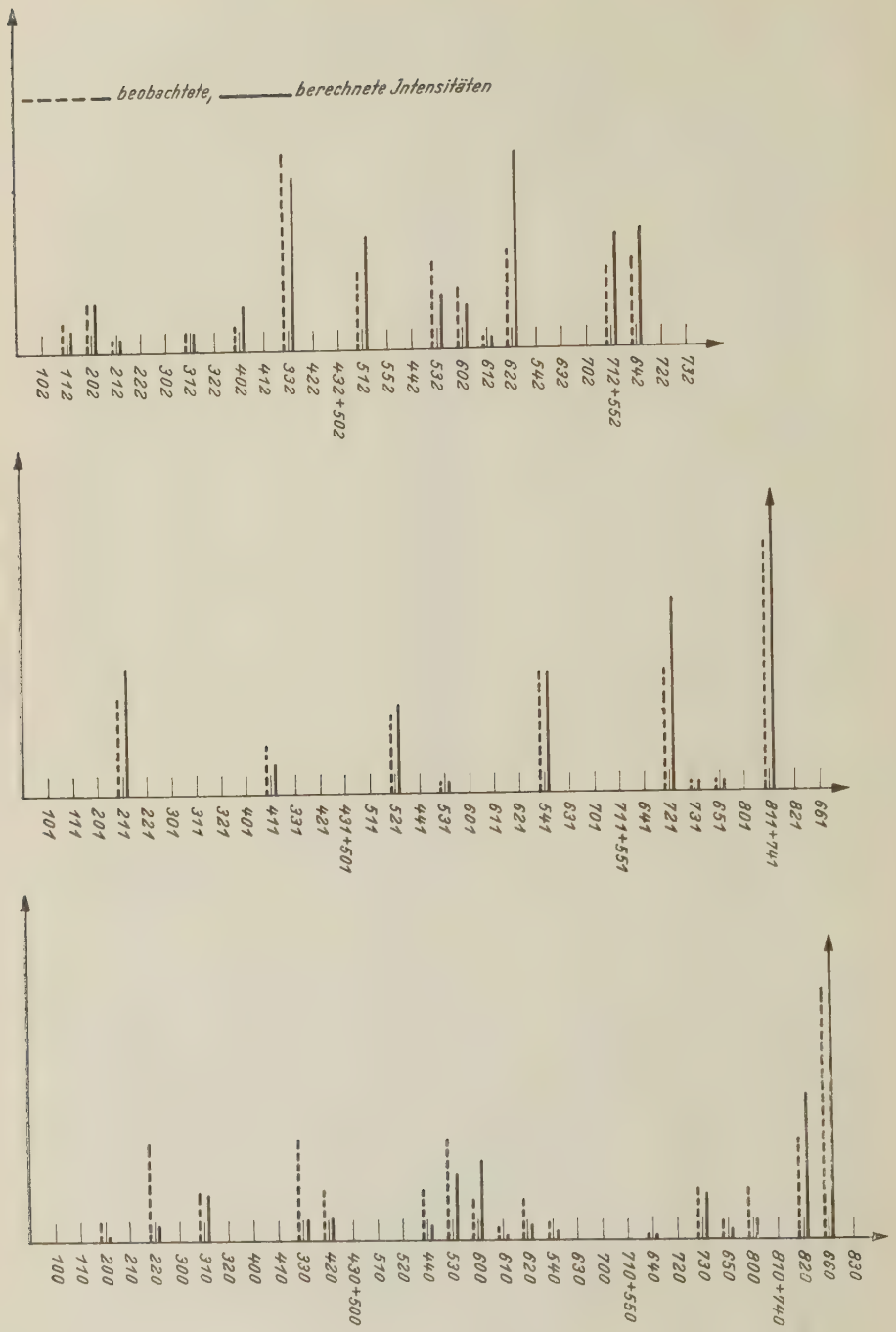


Abb. 1. Vergleich von berechneten und beobachteten Intensitäten. Drehkristallaufnahme um [001], Fe-Strahlung, die β-Reflexe sind nicht angegeben.

Raumgruppe: D_{4h}^{13} — P4/mbc
Punktlagen: 4 Fe in 4 (d) : o $^1/_2$ $^1/_4$ usw.
8 Sb in 8 (h) : xyo usw. x = 0·175; y = 0·167
8 O_I in 8 (g) : x $^1/_2$ + x $^1/_4$ usw. x = 0·669
8 O_{II} in 8 (h) : xyo usw. x = 0·114; y = 0·614

Diskussion der Struktur.

Das Sb^{+3} ist im Schafarzikit pyramidal von drei Sauerstoffatomen umgeben. Die so gebildeten SbO_3^{-3}-Gruppen sind in Richtung der

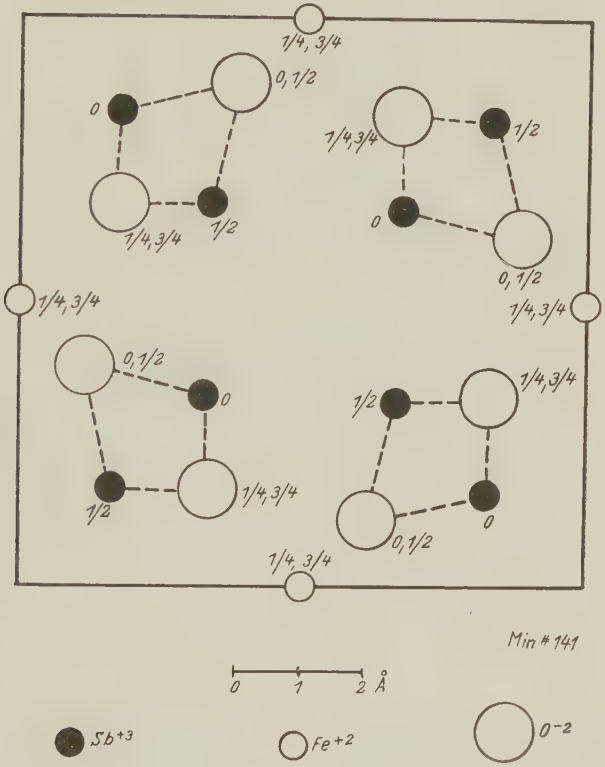


Abb. 2. Grundriß der Struktur.

c-Achse zu SbO_2^{-1}-Ketten verbunden, wobei die Sauerstoff-Dreiecke in einer Protoprismenebene liegen und die Spitzen stets nach derselben Seite kehren (siehe Abb. 2 und 3); die Antimonatome liegen abwechselnd „vor" und „hinter" den Sauerstoff-Dreiecken. Die SbO_2^{-1}-Ketten sind so orientiert, daß die Eisenatome oktaedrisch 6-koordiniert sind. Die Eisen-Sauerstoff-Oktaeder sind längs der

c-Achse über Kanten verbunden und können als $[Fe^{+2}O_4]^{-6}$-Ketten beschrieben werden. Es liegt also eine ausgeprägte Kettenstruktur vor. In der *Machatschki*schen Schreibweise (7) lautet die Formel des Schafarzikits $\frac{1}{\infty}$ $Fe^{[6]}Sb_2^{[3]}O_4$ t.

Die Spaltbarkeit nach $\{100\}$ und $\{110\}$ steht mit der Kettenstruktur in Übereinstimmung, ebenso die positive Doppelbrechung — die c-Achse ist die Richtung des stärksten Zusammenhaltes.

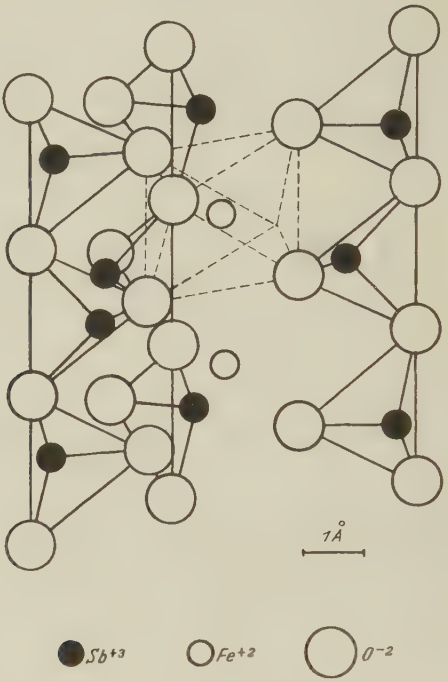


Abb. 3. Detail der Struktur.

Da in der angegebenen Struktur ein isomorpher Ersatz von Sb^{+3} durch Fe wegen der verschiedenen Koordination kaum in Frage kommen dürfte, muß der Schafarzikit recht genau der Formel $FeSb_2O_4$ entsprechen. Die Analyse *Huebers* ist wohl fehlerhaft, oder er hatte kein genügend reines Material zur Verfügung. Eine Wiederholung der Analyse konnte wegen Materialmangels leider nicht ausgeführt werden.

Da *Ståhl* festgestellt hat, daß sich die tetragonalen Antimonite der zweiwertigen Metalle bei 600° C zu zersetzen beginnen, ist die Bildungstemperatur des Schafarzikites sicher niedriger, wahrscheinlich sogar um vieles, da offenbar eine niedrigthermale Bildung vorliegt.

Im Anschluß sei darauf hingewiesen, daß der Trippkeit auf Grund seiner kristallographischen und physikalischen Ähnlichkeit wahrscheinlich mit Schafarzikit isotyp ist und seine Formel folglich $CuAs_2O_4$ lauten dürfte. Eine Probe dieses Minerals stand mir leider nicht zur Verfügung, so daß die Klärung dieser Frage verschoben werden muß [1].

Ich möchte nicht versäumen, Herrn Hofrat Prof. Dr. *H. Michel* und Herrn Kustos Dr. *A. Schiener* auch hier für die Überlassung von Untersuchungsmaterial meinen besten Dank auszusprechen. Herr Prof. Dr. *F. Machatschki* hat mir auch bei dieser Arbeit jede ihm mögliche Unterstützung zuteil werden lassen, wofür ich ihm herzlich danke.

Zusammenfassung.

Schafarzikit ist natürlich vorkommendes $FeSb_2O_4$. Er kristallisiert ditetragonal-bipyramidal mit einem Achsenverhältnis $a : c = 1 : 0{\cdot}689$. Die Gitterkonstanten sind $a = 8{\cdot}59$; $c = 5{\cdot}92$ Å; die Raumgruppe ist D_{4h}^{13}—P 4/mbc. Die Struktur ist dieselbe wie sie *Ståhl* für künstliches $FeSb_2O_4$ bestimmt hat. Die Strukturformel lautet $^{1}_{\infty}\,Fe^{[6]}Sb_2^{[3]}O_4$ t.

Literatur.

1. *Krenner, J. A.*, Schafarzikit, ein neues Mineral. Z. Krist. *56* (1921), 198. — 2. *Tokody, L.*, Beiträge zur Kenntnis der kristallographischen und physikalischen Eigenschaften des Schafarzikits. Z. Krist. *62* (1925), 123. — 3. *Hueber, H.*, Über die Anwendung von Mikromethoden in der Mineralanalyse. Zentr. Min. A 1932, 337. — 4. *Goldschmidt, V.*, Kristallographische Winkeltabellen. J. Springer, Berlin, 1897; bes. S. 2. — 5. *Zemann, J.*, Formel und Kristallstruktur des Schafarzikits. Anz. Akad. Wien, math. naturwiss. Klasse 1950, 200. — 6. *Ståhl, S.*, The Crystal Structure of $ZnSb_2O_4$ and Isomorphous Compounds. Arkiv för Kemi etc. 17 B (1943), Nr. 5. — 7. *Machatschki, F.*, Konstitutionsformeln für den festen Zustand. Monatshefte f. Chemie 77 (1947), 333.

[1] *Anmerkung bei der Korrektur:* Inzwischen habe ich erfahren, daß Prof. Dr. *A. Pabst*, University of California, USA., für Trippkeit die Gitterkonstanten $a = 8{\cdot}5$ kX und $c = 5{\cdot}65$ kX bestimmt hat (briefliche Mitteilung an Prof. Dr. *F. Machatschki*). Damit ist die Isomorphie von Schafarzikit und Trippkeit auch röntgenographisch belegt. Eine genauere Untersuchung der Struktur von Trippkeit wird im Einvernehmen mit Prof. Dr. *Pabst* erfolgen.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Über die Kristallform der bei der Oxydation von Dinaphthoperylen entstehenden Abbausäure ($C_{36}H_{20}O_6$).

Von

Peter Paulitsch.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 15. September 1950.)

Die Substanz wurde im organisch-chemischen Universitätsinstitut bei Herrn Prof. Dr. *A. Zinke* von Herrn *W. Zimmer* gewonnen und aus Azeton umkristallisiert. Die erste Darstellung gelang *B. Schiedt* (1). Weitere Untersuchungen erfolgten durch *A. Zinke, F. Bossert, E. Ziegler* (2) und durch *W. Zimmer* (4).

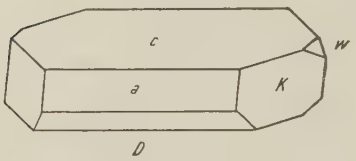


Abb. 1.

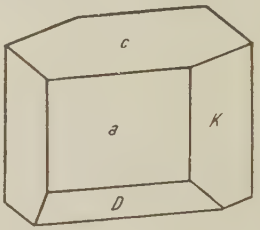


Abb. 2.

Die für organische Substanzen gut kristallisierten Formen liegen in zwei Ausbildungen vor; eine gelbe pseudohexagonal tafelige bis säulige Entwicklung und eine rote, in dicken pseudohexagonalen Platten. Die Größe der gelben Kristalle beträgt im Mittel 0·51 × 0·3 mm und die der roten 0·45 × 0·3 mm. Die Kristalle finden sich einzeln, wie auch miteinander verwachsen; die Abtrennung von Einzelkristallen erfolgte ohne Schwierigkeit.

Die rote Entwicklung erwies sich auf Grund der kristallographischen Bestimmung mit der gelben ident; beide sind pseudohexagonal monoklin, vollflächig; Kristallklasse: C_{2h}—2/m.

Die rote Ausbildung ist aber nach *W. Zimmer* (4) noch durch das bei der Oxydation entstehende Dinaphthoperylen-chinon ($C_{36}H_{18}O_3$) verunreinigt.

Bei diesen Formen liegt nicht nur ein Unterschied im Habitus vor, sondern auch ein Trachtunterschied, wie die folgenden morpholo-

gischen Daten zeigen. Den roten Kristallen fehlen die Flächen w (011); siehe Abb. 2.

Abb. 1. Gelbe Kristalle. Abb. 2. Rote Kristalle.

	Indices	Flächengröße	Signalqualität
c	001	sehr groß	mäßig
a	100	mittel	gut
k	120	groß	gut
w	011	klein bis mittel	schlecht—mäßig
D	101	mittel	mäßig

	gelbe Kristalle	rote Kristalle
(001) : (100)	$= 57^0\ 18' \pm 3$	$57^0\ 09' \pm 3$
(001) : ($\bar{1}$01)	$= 56^0\ 32' \pm 5$	$56^0\ 53' \pm 3$
(001) : (011)	$= 38^0\ 47' \pm 10$	
(001) : (120)	$=$	$74^0\ 00' \pm 10$
($\bar{1}$00) : ($\bar{1}$01)	$= 66^0\ 18' \pm 4$	$66^0\ 07' \pm 19$
(100) : (120)	$= 59^0\ 53' \pm 7$	$59^0\ 35' \pm 7$
(120) : (120)	$= 60^0\ 14' \pm 6$	$60^0\ 24' \pm 4$

Die den Winkeln angefügten Zahlen bedeuten in Minuten die mittlere Schwankung von durchschnittlich je 15 Messungen an zwölf Kristallen.

Zur Berechnung der linearen Achsenverhältnisse (b = 1) wurden die Winkel a—k, a—c und c—D verwendet.

Wegen der Schwankung der Flächenwinkel kann das Achsenverhältnis nur bis zur zweiten Dezimale angegeben werden.

$$a : b : c = 1{\cdot}02 : 1 : 0{\cdot}93$$
$$\beta = 122^0\ 43'$$

Dabei ist wie üblich die zweizählige Achse die Y-Achse. X und Z, über deren Lage in der Symmetrieebene frei verfügt werden kann, werden entsprechend der Konvention für monokline Kristalle folgendermaßen festgelegt: Z parallel zur Hauptzone, deren Zonenachse in der Symmetrieebene liegt und X parallel der größten Fläche, die damit zum Basispinakoid wird. Die Pseudohexagyre ist nicht die zweizählige Achse, sondern die Richtung, die *in* der Symmetrieebene liegt.

Die Verwachsungsebene der roten Kristalle ist häufig (100), seltener (010); bei den gelben Kristallen finden sich noch kreuzartige Verwachsungen.

Zu einspringenden Winkeln führen oft Wachstumsstörungen, die auch die jeweilige Flächensymmetrie von (001) und (120) erkennen lassen. Auf der Fläche c (001) erscheinen halbmondförmige Schüs-

seln; ihre Lage ist dadurch festgelegt, daß die Längserstreckung des Halbmondes durch die kristallographische Symmetrieebene halbiert wird.

Winkeltabelle.

$a = 1{,}02_2$	$\log a = 0{,}0094$	$\log a_0 = 0{,}0407$	$\log p_0 = 0{,}9592-1$	$a_0 = 1{,}09_8$	$p_0 = 0{,}910$
$c = 0{,}93_7$	$\log c = 0{,}9697-1$	$\log b_0 = 0{,}0302$	$\log q_0 = 0{,}8948-1$	$b_0 = 1{,}07_2$	$q_0 = 0{,}784$
$\mu = 57°18'$	$\log h = 0{,}9250-1$	$\log e = 0{,}7325-1$	$\log \frac{p_0}{q_0} = 0{,}0644$	$h = 0{,}841$	$e = 0{,}540$

Buchstabe	Symbol	Miller	φ	ρ	ξ_0	η_0	ξ	η	x'	y'	$d' = tg\rho$
c	00	001	90°00	32°42'	32°42'	0°0'	32°42'	0°0'	$0{,}64_2$	0	$0{,}64_2$
a	$\infty 0$	100	90°00	90°00	90°00	0°0'	90°0'	0°0'	∞	0	∞
k	$\infty 2$	120	30°07	90°00	90°00	90°0'	30°07	59°53'	$0{,}58_1$	∞	∞
w	01	011	34°32	48°33'	32°42'	43°00	25°08'	38°47	$0{,}64_2$	$0{,}93_3$	1,13
D	$\bar{1}0$	$\bar{1}01$	−90°00'	23°50'	23°50'	0°00'	−23°50'	0°0'	0,44	0	$0{,}44_1$

Treppenförmige Scheinflächen stufen die Kanten der Fläche (100) zu (001) und der Fläche (120) zu (001) ab.

Die roten Kristalle führen zahlreiche dunkle Staubteilchen als Einschlüsse, während die gelben fast einschlußfrei sind.

Optik.

Eine Bestimmung aller optischen Eigenschaften dieser Kristallart gelingt nicht, da das Schleifen der Kristalle bis zu 0·01 mm Dicke wegen der Weichheit derselben schwierig ist. Auch das Fehlen einer ausgeprägten Spaltung verhindert die Beobachtung von dadurch in ihrer Orientierung bekannten Spaltplättchen eines Pulverpräparates. Auch am U-Tisch wurden die optischen Achsen nicht erhalten. Es konnte daher nur folgendes beobachtet werden:

Hohe Lichtbrechung,

große Doppelbrechung,

große Dispersion,

großer Achsenwinkel; der stumpfe Winkel ist auf der Fläche c (001) erkennbar; kein Achsenaustritt auf der Fläche c. Die optische Achsenebene liegt parallel (010).

Pleochroismus der roten Kristalle auf (001): gelb in Richtung parallel zur kristallographischen Symmetrieebene (nur in dünnen Schnitten), gelbrot normal zur kristallographischen Symmetrieebene.

Zu den wiedergegebenen Abbildungen ist zu bemerken, daß sie kein idealisiertes Bild in bezug auf Flächengrößen und Kantenlängen der häufigsten Kristalltracht sind, sondern unter Verwendung der von

H. Heritsch (3) ausgearbeiteten Vermessungsmethode ein porträtrichtiges Bild darstellen. Zu den Größenverhältnissen der Flächen ist zu erwähnen, daß (011) in seltenen Fällen fast die Größe von (120) erreichen kann und dann eine kurze gemeinsame Kante mit (100) besitzt.

Die treppenförmige Ausbildung von Scheinflächen auf den oben angeführten Kanten ist bei den Abbildungen aber nicht berücksichtigt worden.

Graz, März 1950.

Literatur.

1. *Schiedt, B.*, Ber. d. chem. Ges. *71* (1938), 1248. — 2. *Zinke, A., F. Bossert, E. Ziegler*, Monatsh. f. Chemie, 58. Mitt. *80* (1949), 204. — 3. *Heritsch, H.*, Tscherm. Min. Petr. Mitt. 1950 (im Druck), Bd. II. — 4. *Zimmer, W.*, Diss. Univ. Graz, 1950.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Zweiachsige Kalzite und Gefügeregelung.

Der Bänderkalk von Reißach, Gailtal, Kärnten.

Von

Peter Paulitsch.

Mit 12 Textabbildungen.

(Eingelangt am 15. September 1950.)

Inhalt: Ein Bänderkalk wird gefügekundlich untersucht und als ungleich- und mehrschariger Tektonit gedeutet. Vermessen wurden grob- und feinkörnige Kalzitlagen, Glimmer, Quarz im Kalzitgefüge sowie Quarze in den Augen. Weiter wird versucht anomal zweiachsige Kalzitkristalle zur gefügekundlichen Deutung heranzuziehen.

Im Rahmen der Kartierung des Gailtaler Kristallins wurde mir von Herrn Prof. Dr. *H. Heritsch* der Abschnitt Reißach—Weißbriach—Hermagor übertragen. In diesem Gebiet fanden sich mehrere Kalklinsen in die Quarzite und Phyllite eingefaltet. Von diesen ist die Linse von Reißach am stärksten metamorph und bereits zu Bänderkalk umgebildet worden.

Aus der Literatur kann für diese Kalkeinschaltungen in Phylliten folgendes entnommen werden: *F. Heritsch* berichtet: „In den Quarzphylliten treten folgende Gesteine als Einlagerungen auf: . . . b) In den tieferen, lamellar-plattigen Quarzphylliten bei Reißach ein weißer, bläulich gebänderter Marmor. *Geyer* zieht es in Betracht, daß es sich um eine Einfaltung von paläozoischem Bänderkalk handeln könne." (1, S. 52.)

Im Hangenden und Liegenden umhüllt den Kalk mit einem Streichen von 80° O und einem Fallen von 20 und 25° N ein Chlorit-Serizit-Phyllit, der im westlichen Teil — auf der Straße anstehend — die bekannten Magnetitoktaeder führt. Im östlichsten Kalkaufschluß findet sich noch eine 0,5 m mächtige Graphitschieferlage zwischen Kalk und Phyllit eingeschaltet. Neben anderen Kennzeichen macht auch dieser Verband die Verwandtschaft mit Gesteinen südlich der Gail wahrscheinlich, siehe (1).

Es liegt ein weiß-grau gebänderter Kalk vor. Die mittlere Mächtigkeit der weißen Lagen ist 5 mm. Die nur 1 bis 2 mm starken grauen, pigmenthaltigen Lagen wechseln nicht nur in regelmäßigen Abständen mit den weißen, pigmentfreien ab, sondern können sich auch in der Abfolge häufen, so daß die hellen Lagen stellenweise nur gering mächtig werden.

Selten werden zwei parallel verlaufende pigmenthaltige Schichtflächen durch einen Faltenschenkel miteinander verbunden.

Auch durch Quarzaugen wird diese Bänderung unterbrochen. Sie sind am Quer- und Längsbruch deutlich zu sehen und wiederholen sich in Abständen von zirka 30 cm, wobei in diesen Schnitten ihre Größe zwischen 2 × 0·5 bis 4 × 1 cm schwankt. Die Längserstreckung dieser Quarzscheiben schließt mit der Bänderung einen Winkel von 30° ein; das ist die Lage einer durch die Regelung abgebildeten (h0l) Fläche und jenes Faltenschenkels.

Der Bruch des Gesteins erfolgt nach Kluftflächen, von denen sich einige als (h0l)-Klüfte erwiesen haben. Die (a c)-Ebene ist an den Handstücken nicht ausgeprägt [1].

Die Verwitterung des Gesteins schreitet entlang den Kluftflächen vor und erfaßt vor allem die pigmenthältigen, feinkörnigen Lagen oft bis zu einer Tiefe von 1 cm. Die ursprünglich graue Farbe dieser Lagen wird zu einem limonitischen Gelbbraun umgebildet. In dieser Verwitterungskruste werden am Hauptbruch des Gesteins vereinzelt Glimmerschüppchen sichtbar (bis 0·5 × 0·3 mm).

Schliffbeschreibung:

Auch unter dem Mikroskop ist die Bänderung gut zu verfolgen. Sie wird hervorgerufen 1. durch grobkörnige, pigment- und quarzfreie Kalzite (0·2 × 0·5 mm) und 2. durch feinkörnige Kalzite (0·2 × 0·1 mm), die von reichlich Pigment und Quarz umgeben — aber selbst pigmentfrei — sind. Dazwischen liegen vereinzelt Muskovitleisten (0·1 × 0·01 mm). Beim Pigment handelt es sich um nachweisbare Pyrite (0·08 mm ø) und Limonit in Schlieren. Graphitteilchen sind nicht sichtbar.

Die Quarze dieser Lagen zeigen undulöse Auslöschung und unregelmäßige Begrenzung. Die Korngröße ist nicht einheitlich sondern variiert von 0·07 × 0·03 bis 0·1 × 0·2 mm. Öfter sind die Körner auch gelängt (1 : 3) und löschen dann meist nicht parallel zu ihren Umrissen aus. Typische Tropfenquarze finden sich auch. Selten besitzen sie Streifungen oder werden von Fugen durchsetzt.

Als weitere Gefügekomponente werden noch die „Augen" beobachtet, die von grobkörnigen (0·5 × 1·5 mm) und feinkörnigen (0·05 × 0·1 mm) Quarzen gebildet werden. Die Grobkörnigen bilden mit einem Teil der Feinkörnigen ein verzahntes Gefüge von rundlichen oder gelängten oder unregelmäßig begrenzten zum Teil auch undulös auslöschenden Körnern.

Oft sind Wachstumsränder zu beobachten, die mit dem alten Korn optisch gleich orientiert sind. Das Quarzkleinstkorn findet sich weiter auch in den Zwickeln der Linsen angehäuft oder umsäumt den ganzen Linsenkörper. Es wird sich hiebei um Kornzerreibsel handeln. Ganz selten sind Kornzwischenräume oder einzelne Sprünge in den Großkörnern von Kalzit (0·01 mm ø) verheilt.

Häufig konnten in diesen Augenquarzen, bei gleichzeitiger undulöser Auslöschung parallel Z-Streifungen festgestellt werden; das eine Mal mit einem Winkel um 0° und um 20° zu Z, das andere Mal mit 80° zu Z. Die Anzahl der sichtbaren Quarzstreifungen ist aber zu gering, um eine Regel nach Rhomboeder oder Prisma für die Augen-

[1] Mit *Sander* (2) sind im folgenden unter a, b, c die Richtungen des Gefüges verstanden.

quarze nachzuweisen. Kornrupturen verlaufen häufiger nach diesen Richtungen als unabhängig davon. Öfter konnten zwei Kornbruchstücke auf Grund ihrer sich ergänzenden Formen als ehemalig zusammengehörig erkannt werden. Die Verstellung der beiden Achsen betrug hiebei um 15°.

Meßvorgang: Zur Erfassung der optischen Achsen der Kalzite können mehrere Wege beschritten werden.

In einer optischen Symmetrieebene kann die optische Achse (in der 45° Stellung) dann nicht erhalten werden (in den Tubus), wenn sie in der Schliffebene liegt (bzw. einen kleinen Winkel mit dieser einschließt). Die optische Achse kann dann entweder in der K-Achse oder senkrecht zu dieser liegen. Die Unterscheidung dieser beiden Fälle kann wie üblich durch Handhabung am U-Tisch ermöglicht werden.

Beide sind optische Symmetrieebenen und werden bei der Drehung der Kontrollachse (K-) des U-Tisches dunkel bleiben. Bei genügender Neigung der Horizontal-Achse und folgender Drehung um die K-Achse soll aber die „Äquatorebene" zum Unterschied eines Hauptschnittes aufhellen. Da diese Aufhellung nicht immer deutlich genug zu sehen ist, kann in derartigen Fällen die Trennung des optischen Hauptabschnittes von der Äquatorebene mit einem Hilfsblättchen nachgeprüft werden, denn Farbunterschiede bzw. eine Folge von feinen Farbstreifen sind besser kenntlich.

Da Kalzit eine große Doppelbrechung besitzt, ist die Verwendung von Gipsplättchen oder *Berek*-Kompensator, der bis zur 4. Ordnung reicht, nicht möglich. Es wurde daher ein Quarzkeil angefertigt. Da bei der gewöhnlichen Schliffdicke von 0·01 bis 0·02 mm der Kalzit die Farben der 16. bis 20. Ordnung zeigt, muß die Dicke des Quarzkeiles darauf bezogen werden. Die Orientierung mußte so gewählt werden, daß n_ε in der Längserstreckung lag, da kein so großer Quarzkristall für die gebräuchliche Orientierung verwendet werden konnte. Mit diesem Keil wurden die Einstellungen nachgeprüft.

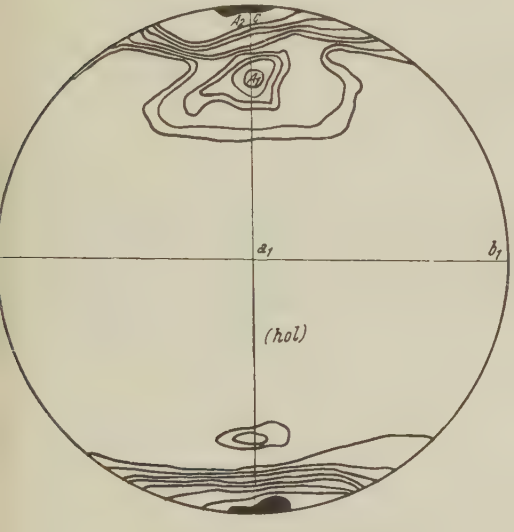
Die Einmessung der Flächen wurde nach *Felkel* (14) S. 35—41 vorgenommen. Die Eintragung der Koordinaten für die wiedergegebenen Diagramme erfolgte auf dem Schmidt-Netz, obere Halbkugel.

Die Verwendung eines einprozentigen Auszählkreises genügte für alle Fälle; in den folgenden Diagrammen bedeuten die Zahlenreihen die Besetzungsdichte in Prozenten (2).

Kalzit. In den grobkörnigen Lagen sind keinerlei Anzeichen vorhanden, die auf Unterschiede in der Kornausbildung hinweisen (eventuell rekristallisierte Körner ohne Lamellen — [4, 14] — außer wenigen Achsenbildern von zweiachsigien Kalziten über der stumpfen Bisektrix).

Eine getrennte Vermessung der Kalzite in den feinkörnigen Lagen ergab keinen Unterschied gegenüber der Achsen- und Gleitgeradenregelung der grobkörnigen.

Das Sammeldiagramm der *ein* e pro Korn, die den kleinsten Winkel mit b einschließen, gibt D. 3 wieder. Daraus wird ersichtlich, daß jedes Korn *ein* e hat, welches in die große Kalotte von D. 4 fällt, in s oder in eine Ebene, welche der Lage nach als $(h0l_1)$-Ebene be-



D. 1. Normal a_1; 259 Kalzitachsen; 15—10—8—6—4—3—2—1.

D. 2. Normal b_1; 303 Kalzitachsen; 10—8—7—6—5—4—3—2—1; zur Homogenitätsprüfung.

schreibbar ist. Die weiteren, rechts oben und links liegenden Auslappungen könnten als Hinweise auf $(h0l_2)$- und $(h0l_3)$-Flächen gelten.

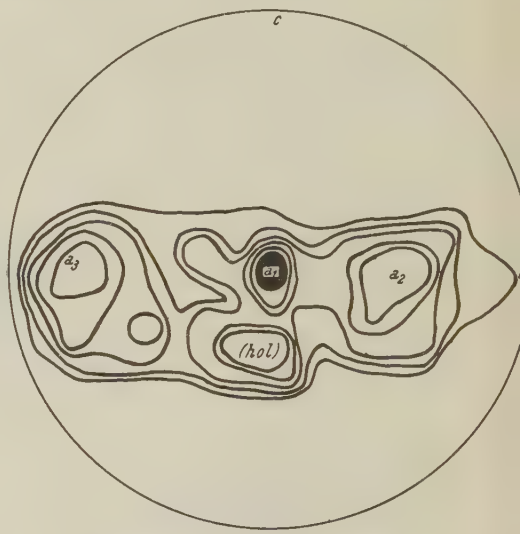
Die Lage der optischen Achsen, die zu den e-Häufungen, in einem Kreis von 26° Abstand dazu, erwartet werden kann (Lit. 2, 14), ist aus D. 1 und D. 2 zu entnehmen. Darnach sind von den möglichen Achsenlagen nur bestimmte betont, und zwar so, daß dem Maximum (e_1) in s ein Achsenmaximum (A_1) in $(h0l_1)$ und dem Maximum (e_2) in $(h0l_1)$ ein Achsenmaximum (A_2) in s entspricht.

Da die Fläche (0001) als Gleitfläche von Kalziten in Gefügen nicht bekannt ist und dem Maximum der e-Flächen in $(h0l_1)$, (e_2) auch eine sichtbare Gefügefläche entspricht, in der auch die „Quarzaugen" liegen, ist somit s und $(h0l_1)$ durch die e-Flächen und nicht durch (0001) als gegeben zu betrachten; siehe auch Glimmer.

Das Schliffbild normal b_1 ist das gleiche wie normal a_1, mit Wechsellagerung der grob- und feinkörnigen Kalzite. D. 2 beweist die Homogenität der Achsenregelung. Die geringen Unterschiede in der Besetzungsdichte von D. 1 und D. 2 können auf die ungleiche Kornzahl rückgeführt werden.

Obige Beschreibung der e-Flächenhäufungen kann noch gewinnen durch die Betrachtung der Gleitgeraden in D. 4; denn neben dem

D. 3. Normal a_1; 276 e-Flächen; Sammeldiagramm: ein e pro Korn, die mit b den kleinsten Winkel einschließen, summiert aus zwei Diagrammen: normal a_1 und normal b_1; 8—7—6—5—4—3—2—1.



D. 4. Normal a_1; 276 Korngleitgerade der e-Flächen in D 4; 5—4—3—2—1.

Pendeln der Gleitgeraden in (ab) und in ($h0l_1$) und dem Auftreten eines Maximums in a, das entsprechend den Ebenen (ab) und (h0l) zweigeteilt ist, finden sich beiderseits a_1 in zirka 45° und 70° Abstand Untermaxima. Diese beiderseits a_1 gelegenen Untermaxima und die dazugehörigen Lagen der e-Flächen könnten bedeuten, daß noch zwei Deformationsebenen neben (a_1 c) vorhanden sind, nämlich (a_2 c) und (a_3 c). Deutung siehe weiter unten.

Der Lage nach könnte es sich auch um zwei e-Flächen pro Korn bzw. um ihre Gleitgeraden handeln, da der Abstand fast 120° beträgt. Doch die Betrachtung der 2 e pro Korn und ihre Gleitgeraden widerlegen diesen Erklärungsversuch, denn sie liegen nicht in der vermuteten Lage, sondern ihre Gleitgeraden pendeln in (ab) und (h0l).

Die mit der Vermessung gleichzeitig durchgeführten Beobachtungen über die Kornumrisse ergaben, daß die Körner, wie bekannt, fast

immer von der e-Fläche, selten von der Spaltfläche r begrenzt sind und Neigung zu flachem Wachstum normal Z besitzen. Die Häufigkeit der einzelnen Flächen entspricht den in der Literatur bekannten Werten (14): nur 8% r-, in feinen, kurzen Rissen, und 2% u-Flächen. Zwillinge nach e ergab oft die Vermessung zweier Achsen und der zugehörigen Flächen. Das Mittel der Kornlängung in Schliffen normal a_1 parallel s ist 1 : 2·5, in Schliffen normal b_1 im Mittel 1 : 2, doch erreichte sie öfter 1 : 4.

D 5. Normal b_1; 251 Lote auf (001) von Muskovit; 7—6—5—4—3—2—1.

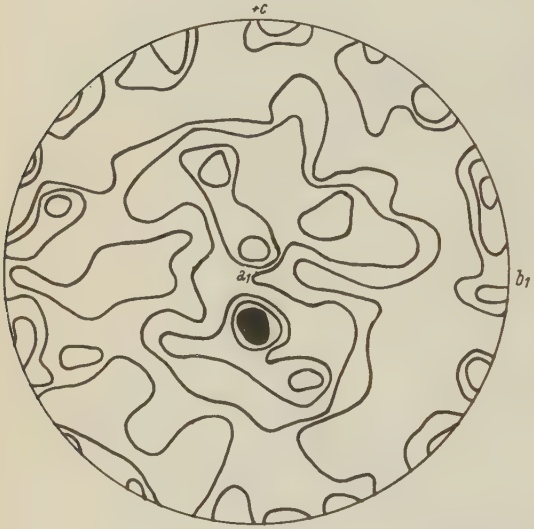
Die mehrfach beobachteten Stufungen der Korngrenzen gingen nach zwei in ihrer Lage zum Gefüge fast konstanten e-Flächen. Ihre Flächenlagen entsprechen $(h0\bar{l})$- und $(h0l)$-Ebenen bezogen auf das Gefüge. Aus diesen Beobachtungen kann für die Deutung des Kalzitgefüges gesagt werden:

Die Trennung in pigmentfreie und -reiche, sowie in grob- und feinkörnige Lagen besagt wohl Umkristallisation des sedimentären Materials, gibt aber keine näheren zeitlichen Anhaltspunkte für das Wachstum, ob vor oder während der letzten beobachteten Deformation. Das Fehlen der einachsigen Körner ohne Lamellen weist aber darauf hin, daß eine letzte nachkristalline Lamellenbildung (Beanspruchung) stattgefunden hat, vor welcher aber Kristallisation möglich ist.

Nachgewiesen ist also das letzte Geschehen im Gefüge, nämlich die letzte Deformation.

Die neueste Deutung der festgestellten Kalzit-Regelung, in Form mehrerer ablesbarer Deformationsebenen, verdanke ich Herrn Prof. *San*der (16).

„‚Rotationen um c': sind a_1, a_2, a_3 geometrisch als Rotationen beschreibbar, so müssen sie nicht wirkliche Rotationen sein, sondern können in einem Plättungsakt angenähert achsialen Charakters erstmalig in ihrer jetzigen Orientierung angelegt sein. (Druckachse = c)".



D. 6. Normal a_1; 253 Achsen der Quarze im Kalzitgefüge; 5—4—3—2—1.

D. 7a. Normal a_1; rotiert von normal b_1; 333 Achsen der Quarze im Kalzitgefüge: 6—5—4—3—2—1.

Glimmer. Die Regelung der Glimmer gibt D. 5 wieder.

Die von den Kalziten abgebildeten Gefügeflächen: s als Hauptmaximum und (h0l), (h$0\bar{l}$) als Nebenmaxima werden auch hier deutlich, so daß hiemit wieder bestätigt werden kann, daß diese Gefügeflächen durch Gleit- oder Translationsflächen der Gesteinsgemengteile unmittelbar gegeben sind.

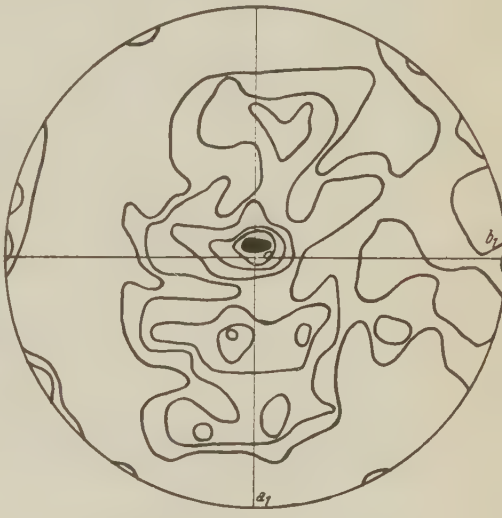
Der aus den Achsendiagrammen der Kalzite D. 1 und D. 2 ablesbaren Achsenständigkeit auf diese Gefügeflächen kann daher nicht die Bedeutung einer Wachstumsregel zukommen, die rein geometrisch vermutet werden kann. (Siehe S. 183; e_1—e_2; A_1—A_2.)

Quarz. Unter *Quarze im Kalzitgefüge* können Quarze verstanden werden, die ringsum von mehreren Kalzitkörnern umgeben sind oder Quarze, die nur von einem einzigen Kalzitkorn umgrenzt sind. In diesem Falle sind es Quarze, die ringsum von mehreren Kalzitkörnern

umgeben sind, wobei sie mit einer Seite auch an ein benachbartes Quarzkorn anschließen können. „Quarze im Kalzitgefüge" soll vor allem sagen, daß es sich nicht um zusammenhängende Lagen von Quarzen, wie z. B. die der Augenquarze handelt. Das Ergebnis der Vermessung der „Quarze im Kalzitgefüge" ist in den Diagrammen 7 a, b, c und 6 ersichtlich.

Im Schnitt normal c (D. 7 c) findet sich das Hauptmaximum unweit c. Daneben ist ein breiter, fast zweigeteilter Gürtel (a_1 c) beschreibbar. Ein Untermaximum in b_1 tritt noch hinzu.

D. 7b. Normal a_1; 237 Achsen der Quarze im Kalzitgefüge; 5—4—3—2—1.



D. 7c. Normal c; 256 Achsen der Quarze im Kalzitgefüge; 6—5—4—3—2—1.

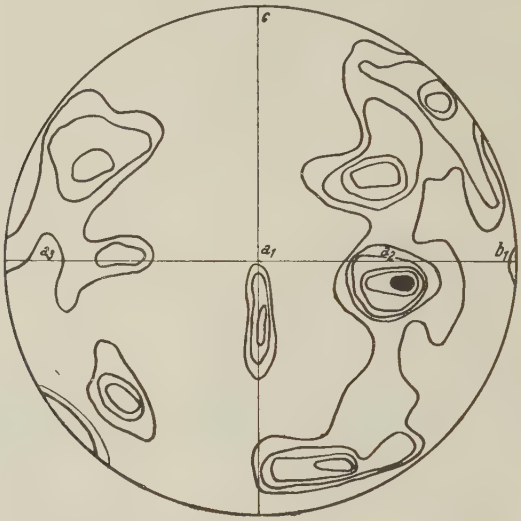
Im Schnitt normal a_1 (D. 7 a), rotiert von b_1, fehlt das Maximum in c sowie der breite (a_1 c)-Gürtel. Seine Stelle nehmen Untermaxima ein, die der Lage nach beschreibbar sind als Pole von (h0l)-Flächen. Deutlicher als im Schliff normal c tritt aber das Untermaximum in b_1 hervor, sowie die Häufungen am (b_1 c)-Grundkreis.

Im Schnitt normal a_1 (D 7 b) sind die in den anderen Schnittlagen als starke Häufung bekannten Stellen nur schwach besetzt, z. B. c und b_1. Eine breite, geteilte und unterbrochene (a_1 c)-Besetzung ist ebenfalls beschreibbar mit Häufungen in (a b).

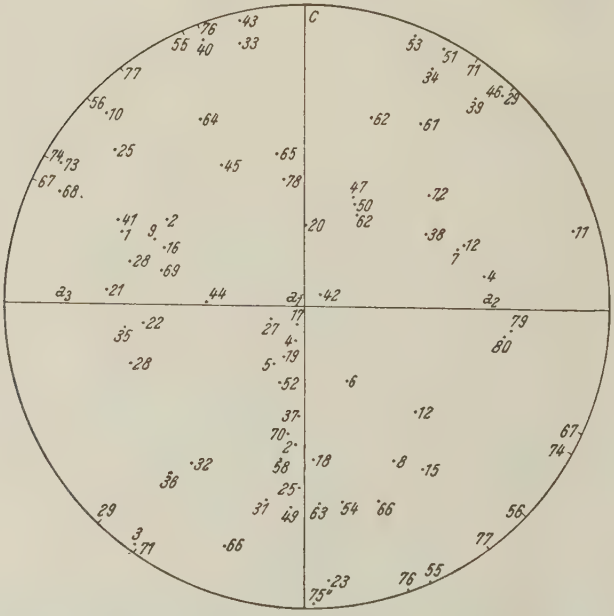
Aus diesen sich widersprechenden Diagrammen wird deutlich, daß die Regelung dieser Quarze *inhomogen* ist.

Um aber eventuelle Orientierungsfehler auszuschalten, wurde ein Parallelschliff normal a_1 angefertigt und die Quarze vermessen. Die Besetzung gibt D. 6 wieder.

Auf die Ähnlichkeit mit D. 7 b weist die unterbrochene (b c)-Besetzung hin, weiters auch der fast achsenfreie Ring parallel zum „Grundkreis“ (b_1 c). Die einzelnen Häufungen aber nehmen nicht



D. 8. Normal a_1; rotiert normal b_1; 209 Quarzachsen eines Auges; 6–5–4–3–2–1.



D. 9. Normal a_1; 81 Quarzachsen eines Auges; aus der laufenden Nummer kann die Nachbarschaft der Körner bzw. die Besetzungsfolge entnommen werden.

dieselbe Lage ein. Die Inhomogenität dieser Quarzregelung ist damit bestätigt und eine Deutung der Häufungen muß unterbleiben (16).

Es wird nur darauf hingewiesen, daß das Untermaximum in b_1, das als Regel nach der Kornform für Quarze, mit dem Gefügegenossen Kalzit bekannt ist, in allen Diagrammen erscheint. Desgleichen finden sich Häufungen nahe b_1 im Abstand von Rhomboederwinkeln in D. 8 a und 8 b. Sie werden durch die anderen Besetzungen überlagert, da die Messung nicht für die Teildiagramme erfolgte.

Während der Vermessung wurden Zwillinge nach $(10\bar{1}2)$ dreimal (*Sardinien*, „Achsenwinkel" 64° 50′), Zwillinge nach $(10\bar{1}1)$ dreimal (*Esterel*, „Achsenwinkel" 76° 26′) beobachtet, und 43° als Winkel, den die beiden optischen Achsen eines Zwillings einschließen (dreimal). Dieser Wert kann eine Verzwilligung nach $(20\bar{2}1)$ bedeuten; doch sind mehrere Zwillingsgesetze innerhalb der Fehlergrenze $\pm$ 3° möglich. Ein Einfluß der Verzwilligung auf die Regelung ist wegen der geringen Kornzahl natürlich nicht vorhanden.

Einige Verwachsungen von Quarzen — nicht undulöse Körner — wiesen eine Achsendivergenz von 4° auf.

Die Regelung der Quarze in den Augen:

Das Vermessungsergebnis der Quarze in den Augen geben die Diagramme 8 und 9 wieder.

Da später die Inhomogenität der Regelung dieser Augenquarze deutlich wird, wird die Besetzung des Diagrammes 8, ohne einen genetischen Zusammenhang mit den Kalzit-Deformationsebenen auszudrücken, beschreibbar, durch:

1. Häufung in der Gleitgeraden von $(h0l_1)$ gedehnt nach a_1,
2. Häufung in $(a_2\,c)$ und in a_2.
3. Unterbrochene $(a_3\,c)$-Besetzung.

In D. 9 liegen nur einige Achsen in $(a_1\,c)$ und $(a_2\,c)$. Die übrige Besetzung stimmt mit den bekannten Lagen nicht überein.

Die Diagramme D. 10 und 11 sind nicht wiedergegeben: D. 10 normal b_1: Die Grundkreisbesetzung kann mit den Polen von $(h0l_1)$ und c in Übereinstimmung gebracht werden; eine Häufung in $(a_3\,c)$ mit einer in D. 8 bekannten Lage.

D. 11 normal a_1: Eine Häufung rechts im Diagramm entspricht dem Pol von a_2 bis auf 15°.

Daraus wird ersichtlich, daß die Augen untereinander nicht dasselbe Gefüge haben und daß also die Gesamtheit der Augenquarze ein inhomogenes Gefüge besitzt. Es ist dies eine für Augen häufige Erscheinung (2, 12). Die Maxima der einzelnen Augen-Diagramme können auch schlecht auf die Lagen von Klüften bezogen werden, sowie die Häufungen auch durch Rotation nur zum Teil ineinander überführbar sind.

Für die Deutung der Genese der Augen ist festzuhalten, daß bei der Erfassung der Regelung der Quarze nur die jüngste Geschichte der Augen erfaßt wird, wie die mechanische Deformation in Form von Rupturen, und die neuen Wachstumsränder, die als Abbildungskristallisation angesprochen werden. Durch die für das ganze Gefüge gemeinsame Beanspruchung fehlen Relikte aus der Zeit der sedimentären oder arteritischen Anlage der Augen. Da sie aber die Lage einer neu gebildeten Gesteinsfläche (h0l $^1/_2$) einnehmen, ist auch ihre venitische Entstehung wahrscheinlich. Zumindest gehören die Wachstumsränder der Quarze in den Augen zu dieser letzten Formung.

Ähnliche Quarzregelungen in augenförmigen Aggregaten liegen z. B. im Dattelquarzit von Krummendorf vor (12, 2, D. 13).

Im ersteren können folgende Rotationen abgelesen werden:

Aus (b c)-Gürtel Rotationen um a; aus den (h0l)-Flächen Rotationen um b und aus dem Pendeln von a in (a b) und h0l) Rotationen um c.

Im behandelten Falle muß eine Deutung der Diagramme der Augenquarze unterbleiben, da die Regelung inhomogen ist.

Die möglichen Aussagen über die Verformung auf Grund der bisherigen Vermessungen und Beobachtungen sind:

1. Ungleichscharige, mehrscharige Verformung (14). Die Ebene der Bänderung (s) und die Fläche ($h0l_1$) sind als Gleitebenen für die Kalzite betätigt. Auch die Glimmer liegen in diesen Flächen. Rotationen um b, zweite Scherfläche ungleich besetzt, daher (a b) nicht Symmetrie-Ebene; Fast-Symmetrie-Ebene (a_1 c); monokline Symmetrie.

2. Mehrere Deformations-Ebenen können abgelesen werden: (a_1 c), (a_2 c), (a_3 c). Geometrisch beschreibbar als Rotation um c (Druckachse = c).

3. Postkristalline letzte Deformation in bezug auf Kalzit; fehlende rekristallisierte Körner; daß die *ganze* Deformation postkristallin in bezug auf Kalzit war, ist daraus nicht zu entnehmen.

Parakristalline Deformation in bezug auf einige Augenquarze (Abbildungskristallisation).

4. Inhomogene Regelung fast der Gesamtheit der Augenquarze und Inhomogenität der Quarze im Kalzitgefüge.

Im folgenden wird der Versuch gemacht, die gefundene optische Anomalie (Zweiachsigkeit) einiger Kalzitkristalle für eine gefügekundliche Deutung heranzuziehen. Es muß allerdings bemerkt

werden, daß es sich hier mehr um einen Hinweis auf ein Problem als um eine Lösung handelt, da eine breitere Beobachtungsbasis und eine bessere apparative Beherrschung noch aussteht.

Auch sind die Vorgänge, die im Kalzitgitter zur Zweiachsigkeit führen noch nicht eindeutig geklärt (16). Die Ursache der Anomalie dürfte wohl der Druck sein.

Unter den Kalziten der behandelten Schnitte sind mehrere infolge einer schlechten Auslöschung nicht genau vermeßbar. Erst jüngst wurden am hiesigen Institut von *E. Neuwirth* (5) solche Kalzite in den Radegunder Para-Amphiboliten beobachtet, die zweiachsig waren. Auch diese Art von Kalziten des vorliegenden Gesteins erwies sich unter dem Polarisationsmikroskop als anomal zweiachsig.

Schon in Schnitten normal b_1 (siehe S. 184) traten gelegentlich zweiachsige Bilder über der stumpfen Bisektrix an Kalziten auf, die wohl von Interferenzbildern einachsiger Kalzite senkrecht zur Hauptachse zu trennen sind.

Über die zweiachsigen Kalzite liegen schon mehrere Experimente und Deutungen vor. *Pfaff* (in 6, 1859) erzeugte dauernde Zweiachsigkeit bei Kalzit mit einseitig gerichtetem Druck, nachdem *Brewster* (6, 1818) als der Erste über die Erscheinungen berichtete, welche einachsige Kristalle unter Druck senkrecht zur Hauptachse zeigen. *Moigno* (6, 1850) stellte allgemein fest, daß positiv einachsige Kristalle unter diesen Bedingungen ihre Achsenebenen parallel, negativ ihre Achsenebenen normal zur Druckrichtung stellen. *Pockels* (7, S. 193) und *Szivessy* (8, Bd. XX, S. 846) haben diese Tatsachen zusammengefaßt, wobei noch auf die Abhängigkeit des Achsenwinkels vom Druck hingewiesen wurde. Sin $\Omega/_2$ ist darnach proportional der Quadratwurzel aus dem Druck in kg/mm^2. Von *Szivessy* (8, Bd. XX, S. 802) werden noch die Interferenzerscheinungen an übereinanderliegenden Zwillingsplatten mitgeteilt, die in *Hauswaldts* photographischen Aufnahmen (9, 1904) auch eingesehen werden können. Darnach liefern Kalzit-Zwillingsplatten Interferenzen, die je nach Schnittlage eine Kombination von zwei einachsigen Achsenbildern und nicht ein zweiachsiges Achsenbild darstellen.

Bei der Prüfung von Marmoren und Kalkschiefern fand *I. L. Gillson* (10, 1930) ebenfalls zweiachsige Kalzite und Dolomite.

M. J. Buerger aus demselben Institut stellte zweiachsige Kalzite während Verzwilligung nach $(01\bar{1}2)$ her.

Durch die Feststellung von *F. M. Smith* und *L. H. Adams* (11), daß es keine α—β-Umwandlung des Kalzites bei 970° C gibt, ist es nicht mehr möglich, die optische Anomalie darauf zurückzuführen.

Aus obiger Literatur ist zu entnehmen, daß es sich hierbei um eine häufige Erscheinung handelt, wobei trotz der zusammenfassenden Arbeiten keine einheitliche Erklärung gefunden werden konnte.

Auf Grund der Kenntnis aus der Literatur wurde die Vermessung der anomal zweiachsigen Kalzite durchgeführt. Darin ist oft betont worden, daß eine eindeutige Vermessung schwierig, wenn nicht unmöglich ist. Die Individuen sind schon im parallelen polarisierten Licht erkenntlich. Ihre Oberfläche ist dabei oft gesprenkelt und führt zahlreiche, kleine, weiße Flecken. Die halbe Anzahl der anomalen Körner zeigte keine Spalt- oder Zwillingsflächen. Dies scheint nicht nur ein Effekt der Sichtbarkeit, sondern tatsächlich der Fall zu sein. *Von einem Zwillingsblock waren nur einzelne Lamellen zweiachsig.*

Bei den schon im parallelen polarisierten Licht auffälligen zweiachsigen Individuen, wurde die Lage der Achsenebenen am Polarisationsmikroskop im konvergenten Licht bestimmt und dann versucht, den Achsenwinkel am U-Tisch nachzumessen. Diese Vermessungsergebnisse waren nicht einheitlich.

Durch das flammige, unruhige und schlechte Auslöschen waren die optischen Symmetrieebenen dieser anomalen zweiachsigen Körner in weitaus den meisten Fällen unvermeßbar.

Vereinzelt und bestenfalls wurde eine einzige optische Symmetrieebene erhalten. Sie wies aber in der 45°-Stellung nicht einen isotropen Schnitt auf, sondern der isotrope Bereich kann sich bei der Drehung um die K-Achse über 10 bis 20° erstrecken. Auch mit dem Gipsblättchen kann eine deutlich begrenzte Rotstellung nicht erzielt werden.

Da dieses schlechte Auslöschen und die flach einfallenden, manchmal vorhandenen Zwillingsflächen eine eindeutige Einstellung der optischen Symmetrieebene verhinderten, wurden Vermessungsversuche, bei welchen die Bertrandtsche Linse eingeschoben wurde, ausgeführt. *Tröger* (18, 1939) betonte den großen Vorteil, „den man durch Benutzung der Bertrandtschen Linse beim Einmessen von hochlichtbrechenden und hochdoppelbrechenden Kristallen gewinnt, auch wenn ganz normale Dünnschliffe und keine speziellen Dickschliffe vorliegen". Auch *Berek* (19, 1949) weist auf die größere Einstellungsgenauigkeit einer optischen Symmetrieebene durch die Verwendung der konoskopischen Betrachtung hin.

Leider war bisher nur in wenigen Fällen der Achsenwinkel dieser anomal zweiachsigen Kalzite auf diese Weise meßbar. Mit der zur Verfügung stehenden Apparatur ist demnach eine statistische Erfassung nicht möglich.

Es mußten daher die Achsenwinkel und die Lage der Achsenebenen mit dem Polarisationsmikroskop gemessen werden. Zu diesem Zwecke wurden die Schliffe normal c mittels eines Kreuzschlittens

durch das Gesichtsfeld gezogen. Es konnten daher nur *die* beiden Achsenbalken vermessen werden, die keine zu große Neigung gegen c aufwiesen.

Für diese Vermessung standen vier Schliffe normal c zur Verfügung. Neben zahlreichen einachsigen Achsenbildern wurden in diesen vier Schliffen 321 Schnitte normal auf die spitze Bisektrix (über a) zweiachsiger Kalzite angetroffen; also optisch negativ zweiachsig.

Durch diese Schlifflage war naturgemäß in der Lage der Achsenebenen eine Auswahl herbeigeführt worden. Es wurden daher Schliffe hergestellt, die der Lage nach (h0l)-, (h0$\bar{l}$)- und (0kl)-Flächen mit unterschiedlichen Winkeln zu c entsprechen. Für diese Beobachtungen waren weiter die Schliffe normal a_1 und normal b_1 heranzuziehen.

Normal a_1: Im ganzen Schliff nur zwei Achsenebenen mit spitzen Winkeln und einzelnen Hyperbelbalken.

Normal b_1: Drei Achsenebenen parallel (b_1 c) mit sichtbarem spitzem Winkel; vier Achsenebenen parallel (b_1 c) mit sichtbarem stumpfen Winkel; darunter auch zwei Achsenebenen der feinkörnigen Kalzite.

Normal (h0l) mit 40° zu c: Neben vielen einachsigen Interferenzbildern mehrere einzelne Hyperbelbalken sowie Achsenebenen parallel b_1 und anderen Lagen: siehe Tabelle.

Schliff normal	c	c	c	c	(h0l)	h0$\bar{l}$	Prozentmittel
0° = + b_1	**22%**	**12%**	**35%**	**8%**	**6%**	**15%**	**16,4%**
10°	13%	15%	—	9%	9%	10%	9,3%
20°	13%	15%	20%	12%	12%	9%	13,5%
30°	24%	15%	25%	14%	15%	12%	17,5%
45°	**25%**	**30%**	**20%**	**19%**	**16%**	**15%**	**20,8%**
50°	—	—	—	12%	9%	6%	4,5%
60°	—	—	—	12%	6%	3%	3,5%
70°	**3%**	**8%**	—	**7%**	**18%**	**15%**	**8,5%**
80°	—	—	—	5%	6%	15%	4,3%
90° = + a_1	—	**5%**	—	**2%**	**3%**	—	**1,7%**
Summe	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100,0%
Zahl der Körner	47	34	24	216	38	33	

Normal (h0$\bar{l}$) mit 30° zu c: Dasselbe wie bei (h0l).

Normal (0kl) mit 30° zu c: Neben mehreren einachsigen Interferenzbildern häufig einzelne Hyperbelbalken.

Die meisten Achsenbilder führten die Schliffe senkrecht c, siehe Seite 193. In der Tabelle ist die prozentuelle Häufung der Achsenebenen-Lagen in den einzelnen Schnitten, ihren Richtungen nach geordnet; die erste Zeile gibt die Häufigkeit der Achsenebenen, die parallel b_1 liegen. In den folgenden Zeilen ist von je 10^0 zu 10^0 die Häufigkeit der Achsenebenen angegeben, wobei die Richtung $+ b_1 = 0^0$ bedeutet und die Zählung der Grade im Uhrzeigersinn weiterschreitet, so daß $+ a_1$ gleich parallel 90^0 ist. Eine Erweiterung der Tabelle auf über 90^0 hinaus, die an sich erforderlich wäre, ist wegen der fehlenden Lagen von Achsenebenen in diesem Bereich nicht notwendig (nur zwei Fälle).

Gesamtzahl der Körner: 392.

Größe des Achsenwinkels und Häufigkeit.

2 E:	13^0	26^0	39^0	54^0	68^0
in Prozenten:	9%	31%	25%	30%	5%

Die Eichung des Mikrometers erfolgte mit einem auf dem U-Tisch vermessenen Glimmerblättchen.

Nach der Vermessung der Lage der Achsenebenen der anomal zweiachsigen Kalzite und unter Zugrundelegung der Experimente an Einkristallen [1] (10) könnte der Versuch unternommen werden, diese auf Gesteine zu übertragen. Es müßte aber ein viel größeres statistisches Material vorliegen, um über gedankliche Möglichkeiten hinauszukommen.

Es erscheint daher verfrüht, die Lage der Achsenebenen bzw. die darauf bezogenen Druckrichtungen endgültig deuten zu wollen. Es soll nur auf D. 10 hingewiesen werden, wo die Lagen der Deformationsebenen und die Maxima der Achsenebenen-Lagen dargestellt sind: demnach finden sich Häufungen parallel b_1, 45^0 von $a_1 = a_2$ und 70^0 von $b_1 =$ normal (a_3 c). In welcher Beziehung die Maxima der Achsenebenen-Lagen bzw. ihre Druckrichtungen zu den von den e-Flächen der einachsigen Körner abgebildeten Deformationsebenen stehen könnten, ist noch offen. Denkbar wären:

1. Allerletzte Drucke, die von den e-Flächen noch nicht abgebildet werden.

2. Relikte Drucke, die mit der jetzigen Regelung in keinem unmittelbaren Zusammenhang stehen.

3. „Interne" resultierende Drucke von Korn zu Korn, die zur letzten von e abgebildeten Deformation gehören.

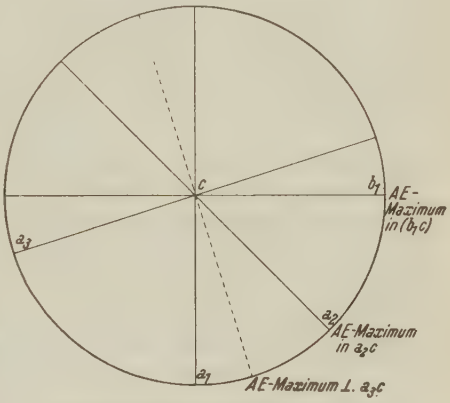
4. Präparative Drucke während der Schliffherstellung.

[1] Diese können zu ebenso großen Achsenwinkeln führen.

Allerletzte Restspannungen glauben *Rosenholtz* und *Smyth* (17) in Unterschieden der thermischen Ausdehnungswerte zu finden. Noch ist aber ein sicherer Nachweis mit Hilfe dieser Methode nicht möglich, wie die Autoren selbst sagen.

Daß der zweite angeführte Fall vorliegen könnte, ist nicht wahrscheinlich, da die Achsenebenen-Lagen mit den Deformationsebenen zum Teil zusammenfallen, siehe D. 13 und obige Tabelle.

Daß die Ebenen (a_1 c), (a_2 c), (a_3 c), abgelesen aus den einachsigen Kalziten, auch die Deformationsebenen der zweiachsigen Kalzite sind, kann nicht nachgewiesen werden; denn nicht nur die schlechte Ausbildung ihrer e-Flächen, sondern auch ihre praktische Unvermeßbarkeit verhindert dies vorläufig.



D. 10. Normal c; Lage der Deformations-Ebenen; vgl. Lage der Achsenebenen (AE).

Zweifellos ist die Annahme möglich, daß die letzte Beanspruchung für alle Kalzite einheitlich war, wobei sie von den einen durch die Betätigung der e-Flächen abgebildet wird und von den anderen durch die optische Anomalie. Die Achse nα des dreiachsigen Ellipsoides spricht noch infolge der fast gleichen Lage mit der optischen Achse vieler einachsiger Kalzite (normal ab) auch für einheitliche Gefügekoordinaten. Dies entspräche auch dem experimentellen Befund, wonach die Betätigung der e-Flächen (Zwillingsbildung) und die Ausbildung der optischen Anomalie gleichzeitig auftritt (13, 7, 10). Eine an die Präparation der Schliffe gebundene Entstehung der Anomalie wurde zu erkennen bzw. auszuschalten versucht:

a) Durch die Herstellung mehrerer Schliffe; Übereinstimmung der Maxima siehe obige Tabelle.

b) Durch eine verschiedene Orientierung des Gesteinsplättchens zu den jeweiligen Objektglaskanten bei verschiedenen Schliffen.

c) Durch die Herstellung von Hand aus durch drei verschiedene Personen.

d) Es finden sich auch Kalke und Marmore, die bei der gleichen Schliffherstellungsart und bei gleicher Dicke *keine* anomalen Kalzite führen.

Anomale Körner weisen auch die 30 Jahre alten Gesteinsschliffe aus dem Institutsinventar auf.

Tertsch (13, S. 71) macht aufmerksam, daß bei der Schliffherstellung schnell neue e-Flächen entstehen können.

Der Zusammenhang der Anomalie mit der Gesteinsgenese ist demnach noch nicht sicher.

Von den möglichen Ursachen der Anomalie dürfte nach den bisherigen Untersuchungen (7, 8, 10) der Druck die wahrscheinlichste sein. Die Beanspruchungsrichtung für jedes einzelne Korn könnte nur dann als sicher gelten, nämlich normal auf die Achsenebenen, wenn es sich um dieselben Erscheinungen, Wirkungen in bezug auf die optischen Eigenschaften handelt, wie sie bei den Experimenten an Kalzit-Einkristallen erhalten wurden.

Diese Feststellung der Gleichheit der Effekte der Einkristall-Experimente und der beobachteten Anomalie steht noch aus. Die möglichen Wirkungen (Effekte) könnten aber sein:

Inhomogene Bereiche, keine Einkristalle (16), Formdoppelbrechung; Modifikationsänderung (Aragonit) (10); deformierte Einkristalle (7, 8, 10).

Die bisherigen U-Tischvermessungen können keine eindeutige Klärung dieser Möglichkeiten geben. Bei Röntgenuntersuchungen treten noch experimentelle Schwierigkeiten auf.

Weitere Beobachtungen und Vermessungen von Gefügen mit anomalen Kalziten sollen die Zusammenhänge klären helfen.

Zusammenfassung.

Der Bänderkalk von Reißach, Gailtal, Kärnten, wird gefügekundlich untersucht. Er besteht aus fein- und grobkörnigen Lagen. Die feinkörnigen sind die quarzreichen und führen als Pigment kleinste Pyrite. Muskovit tritt noch hinzu. Die Bänderung wird von augenförmigen Aggregaten (Quarz) unterbrochen, wobei die Längserstreckung dieser Augen in einer Scherfläche liegt.

Die Regelung folgender Gesteinskomponenten wird mitgeteilt:

1. Grobkörnige Kalzite bilden eine mehrscharige, ungleichscharige Verformung und mehrere Deformationsebenen ab. Der Winkel von a_1 zu a_2 ist 45^0 und von a_1 zu a_3 70^0. Demnach sind Rotationen um c und um b_1 beschreibbar.

2. Die Quarze im Kalzitgewebe besitzen eine inhomogene Regelung. Ein Untermaximum in b_1 tritt allerdings in allen Diagrammen auf.

3. Die Quarze in den Augen weisen ebenfalls auf ein inhomogenes Gefüge hin.

Weiter wird versucht, die auffallende Erscheinung von anomal zweiachsigen Kalziten, die in der Literatur oft genannt werden, in

Zusammenhang mit gefügekundlichen Ergebnissen zu bringen. Nach den Experimenten an Einkristallen stellen anomal zweiachsige Kalzite ihre Achsenebene normal zur Druckrichtung.

In welcher Beziehung die Maxima der Achsenebenen-Lagen bzw. ihre Druckrichtungen zu den von den e-Flächen der einachsigen Kalzite abgebildeten Deformationsebenen stehen, ist noch offen. Denkbar wären: Allerletzte Drucke, relikte Drucke, interne resultierende Drucke, präparative Entstehung der Zweiachsigkeit.

Wenn es sich um dieselben Erscheinungen, in bezug auf die optischen Eigenschaften handelt, wie sie bei den Experimenten an Kalzit-Einkristallen erhalten wurden, ist die Beanspruchungsrichtung für jedes zweiachsige Korn sicher, nämlich normal auf seine Achsenebene. Da Quarz ebenfalls bei gerichtetem Druck zweiachsig wird, wurde nach anomalen Quarzen gesucht, aber keine wurden beobachtet.

Herrn Prof. Dr. *H. Heritsch* erlaube ich mir für sein dauerndes Interesse an der Arbeit zu danken. Herr Prof. Dr. *B. Sander*, Innsbruck, hat in liebenswürdiger Weise die Lesung der Arbeit übernommen. Für diese, wie auch für die Hinweise auf die neue Deutung (S. 186) und auf noch offene Fragen (S. 189) erlaube ich mir auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank auszusprechen.

Literatur.

1. *Heritsch, F.*, Die Karnischen Alpen. Graz, 1936. — 2. *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. 1930. — 3. *Sander, B.*, Zur petrographisch-tektonischen Analyse III. Jahrb. d. Geol. BA 1926, Bd. 76. — 4. *Sander, B.*, Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine. Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. Fortschr. d. Min. etc. *17* (1932), 111 bis 170. — 5. *Neuwirth, E.*, Die Amphibolite von Radegrund. Diss. 1947, Univ. Graz. — 6. *Bücking, H.*, Über den Einfluß eines meßbaren Druckes auf doppelbrechende Mineralien. Zschr. f. Krist. 7 (1883), 555. — 7. *Pockels, F.*, Lehrbuch der Kristalloptik. 1906. — 8. *Geiger, H.*, und *K. Scheel*, Handbuch der Physik *XX* und *XXI* (1928), 876. — 9. *Hauswaldt, H.*, Interferenzerscheinungen an doppelbrechenden Kristallplatten im konvergenten polarisierten Licht. 1902, Tafel 7—10; 1908, Tafel 3—7, 12—14. — 10. *Gillson, I. L.*, Biaxial Calcite. Am. Min., 1927, oct., Vol. 12, no 10, p. 357. — 11. *Smyth, F. M., and L. H. Adams*, Journ. Am. Soc. *XLV* (1923), 1182 bis 1184. — 12. *Drescher, F. K.*, Über Quarzgefügeregelung im Dattelquarzit von Krummendorf, Schlesien. Min. Petr. Mitt., Bd. 42, H. 3/4. — 13. *Tertsch, H.*, Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle. 1949. — 14. *Felkel, E.*, Gefügestudien an Kalktektoniten. Jb. Geol. Bdanst., Bd. 79, 1929, H. 1/2. — 15. *Sander, B.*, Über das Gefüge einiger Gesteinsfalten. Zentralbl. B., 1926, S. 168—173 (S. 172). — 16. Prof. Dr. *Sander, B.*, briefliche Mitteilung. — 17. *Rosenholtz, J. L., T. Dudley Smith*, Linear thermal expansion of calcite, var. Iceland spar, and Yule marble. Am. Min., 1949, Vol. 34, No. 11—12, p. 846—854. — 18. *Tröger, E.*, Nomogramme zur Reduktion von Kippwinkeln am Universaldrehtisch. Zentralbl. f. Min. etc. A., 1939. — 19. *Berek, M.*, Grundsätzliches zur Bestimmung der optischen Indikatrix mit Hilfe des Universaldrehtisches. Schweiz. Min. Petr. Mitt. *XXIX* (1949), 1.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck.

Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol).

Von

F. Karl.

Mit 12 Textabbildungen.

(Eingelangt am 2. Oktober 1950.)

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck unter der Leitung von Herrn Professor Dr. Dr. h. c. *B. Sander* durchgeführt, dem ich für die Anregung zu diesem Thema und vor allem für seine rege Anteilnahme Dank schulde. Nicht zuletzt möchte ich an dieser Stelle für wertvolle wissenschaftliche Arbeitserfahrungen danken, insbesondere für eine bedingungslose Selbstkritik, Vorurteilsfreiheit und die Anfangsgründe einer Erkenntnis über die große Bedeutung von Statistik, Rhythmik und Symmetrie. Alle speziellen Kenntnisse über Petrographie fußen gleichfalls neben den Vorlesungen und Publikationen auf seinen Ratschlägen, die er mir als Lehrer zuteil werden ließ.

Eine freudige Verpflichtung ist es mir weiterhin, Herrn Doktor *O. Schmidegg* zu danken, der mir seinen reichen Erfahrungsschatz jederzeit zur Verfügung stellte und mir die mühselige Arbeit des Sammelns von feldgeologischen Erfahrungen nicht unwesentlich verkürzte. Seiner Hilfsbereitschaft und dem glücklichen Umstande, daß seine Aufnahmsarbeiten im Gerlosgebiet sich zeitlich mit meinen Feldarbeiten deckten, verdanke ich neben manchen schönen gemeinsamen Begehungstagen vor allem die Kenntnisse über geologische Aufnahmsergebnisse in meinem und den angrenzenden Teilgebieten des Kartenblattes Hippach—Wildgerlos.

Weiters möchte ich Herrn Dr. *Th. Ohnesorge* danken, dessen Manuskriptaufnahme mir durch Vermittlung von Herrn Professor Dr. *B. Sander* zur Verfügung stand und eine wertvolle Grundlage, insbesondere für meinen Hauptarbeitsbereich (Gerlossteinwand—Richtbergkogel—Gerlospaß), darstellte. Ihm verdanke ich außerdem die Kenntnis interessanter und neuer Überlegungen zur Geologie der Tauern und nördlichen Grauwackenzone, deren Publikation wünschenswert wäre. Für die liebenswürdige Aufnahme sei an dieser Stelle noch gedankt.

Für unveränderliche Hilfsbereitschaft bei allen Arbeiten im Institut, vor allem für die Einweisung in die Handhabung des Universaldrehtisches zum Messen von einachsig- und zweiachsigen Mineralien möchte ich dem Herrn Assistenten Privatdozent Dr. *J. Ladurner* danken, der trotz schwieriger Verhältnisse mir stets zur Seite stand.

Alle den folgenden Untersuchungen zugrunde liegenden Dünnschliffe wurden von Herrn Präparator *H. Gruber* zum Teil unter erschwerten Arbeitsbedingungen der letzten Jahre in dankenswerter Weise angefertigt. Herrn *St. Dengg*, Gerlos, sei an dieser Stelle für seine freundliche Aufnahme gedankt, die mir in materieller Hinsicht die Feldarbeiten bedeutend erleichterten.

Die Feldarbeiten wurden während der Sommermonate 1947, 1948, 1949 ausgeführt. Von 570 größtenteils orientiert entnommenen Handstücken standen neben vielen Anschliffen 133 Dünnschliffe zur Verfügung. Zur Bestimmung der Feldspate und Glimmer wurden insgesamt 180 Feldspatkörner (An-Gehalt, 2 V u. Zwillingsgesetze) und zirka 25 Glimmer 2 Vα am Universaldrehtisch gemessen. Die anschließenden Gesteinsuntersuchungen sind nach der aufgeschlossenen Menge der Gesteine bzw. deren Wichtigkeit zu den gestellten Problemen gereiht und entsprechen nicht einer primären Folge.

Problemstellung:

1. Petrographische Untersuchung und Gliederung aller Quarzite, Arkosen und Breccien (bzw. Konglomerate) des Gerlostales.
2. Ihre primäre Folge und ihre altersmäßige Gliederung.

Überblick:

Die zu untersuchenden Gesteine und die mit ihnen eng verknüpften Seriengenossen werden in primärer Folge vom Liegenden zum Hangenden in drei große Gruppen untergeteilt und beschrieben: Den „Arkose- und Konglomerattektoniten und feinkörnigen Phylliten und Phylloniten" (ehemaliger konglomeratisch-sandig-toniger Anlagerungshorizont, vortriadisch), den „lichtgrünen Serizitquarziten, Porphyroiden und Arkosen" (ehemalige sedimentäre und vulkanische Gesteine, vortriadisch bis unterste Trias?), und den „Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinen" (ehemaliger kalkig-tonig-sandig-brecciöser Anlagerungshorizont, nachtriadisch). Der nachtriadische Horizont entspricht trotz Unterschiede der oberen Schieferhülle vom Tauernwestende, der vortriadische Horizont den hangenden Gesteinen der unteren Schieferhülle. Konglomerate in beiden Horizonten sind geologisch auswertbar. Die Konglomerate und Breccien nachtriadischer Stellung lassen sich zum Teil mit Tarntaler-Breccie vergleichen. Die Metamorphosen (einschließlich das Verhältnis Kataklase zu Kristallisation) sind den oberen Horizonten der „Tauernkristallisation" zuordenbar und werden eingehend behandelt.

A. Lichtgrüne Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen.

1. Allgemeines, regionale Verbreitung und Literatur.

Die nachfolgend ausführlicher petrographisch und zum Teil geologisch behandelte Gesteinsgruppe wurde im Bereiche nördlich und südlich des Gerlostales erstmalig von *Th. Ohnesorge* aufgenommen.

Eine Manuskriptkarte dieser Aufnahme stand mir zur Verfügung. Von den auf *Ohnesorges* Karte als „Lichtgrüne Serizitgrauwacke mit Orthoklas und Quarzkörnern usf." ausgeschiedenen Gesteinen wurde eine zweite Gruppe abgetrennt, die im folgenden Abschnitt als „Hellgraue Arkose- und Konglomerattektonite und feinkörnige Phyllite und Phyllonite" besprochen wird. Eine jüngste Aufnahme des Kartenblattes Hippach—Wildgerlos ist von Dr. *O. Schmidegg* in Bearbeitung. Um stratigraphischen Verwechslungen vorzubeugen, möchte ich nur von „Lichtgrünen Serizitquarziten, Porphyroiden und Arkosen" sprechen (Name in Anlehnung an *Sanders* „Arkosen, Porphyroide, Quarzite; teilweise umkristallisiert", L. 45, S. 220).

Verbreitung: Als schmaler Streifen nördlich der Gerlossteinwand, im Schönbergergraben bereits in zwei Wiederholungen erkennbar. Nördlich der Mündung des Schönbergerbaches in den Gerlosbach ein dritter nördlicher Ast, der gleichfalls als Wiederholung zu betrachten ist. Dieser wird von den südlicheren Serien bis zur Schäferwand durch Kalke und Dolomite getrennt. An der Schäferwand fallen Kalke und Dolomite unter die quarzitische Serie (einschließlich hellgraue Arkose- und Konglomerattektonite usw.) ein. Östlich der Linie Wimmertal existieren, durch die Schotter des Gerlostales getrennt, drei nach Osten verlaufende Äste. Die nördlichen quarzitischen Zonen sind durch eine Kalk-Dolomit und Quarzit-Phyllitserie voneinander getrennt. Der nördlichste Ast streicht über Mitterkopf, Nöckentalalm, Falschalm, Königsleitenalm zur Kedalm, wo er vermutlich untertaucht; in dessen Streichfortsetzung erscheinen blaugraue Kalke sowie dunkle und helle, karbonatführende Phyllite der „Quarzit-Phyllit-Karbonatsgesteinsserie". Der zweite nördliche Ast streicht parallel dazu am Südabhang von Gerlostalalm zum Riederbach und ist im unteren Krummbach — mit Ausnahme eines nicht ganz sicheren Vorkommens im östlichen Königsleitengraben — letztmalig erkennbar. In der Streichfortsetzung dieses Astes nach Osten treten Dolomite, Kalke und karbonat- sowie quarzhältige Phyllite auf. Der südliche Ast, dessen geologische Position ich zum Teil der Neuaufnahme *Schmideggs* entnahm, wurde nur an einigen Stellen vergleichshalber aufgesucht. Er erstreckt sich: Südlich Wimmerbachmündung, mittlerer Wildenbach, Nordostkamm Arbiskogel, Gehänge westlich der Stinkmoosalm, südlich höchster Erhebung des Schönbichl, Mitterbrandalm, Ostseite Wildgerlostal und Ostseite Plattenkogel.

Außerhalb meines Arbeitsbereiches wurden die lichtgrünen Serizitquarzite usw. bei Hintertux von *Sander* als Typus Kaiserbrünnl beschrieben und ihre Fortsetzung bis zum Brenner erwähnt (L. 48). Ein Vorkommen in den Tarntalerbergen — südlich der Grenze zum Quarzphyllit — ist in der gleichen Arbeit als Quarzit ausgeschieden. Es läßt sich möglicherweise als stratigraphische Fortsetzung der nördlich der Gerlossteinwand aussetzenden lichtgrünen Serizitquarzite deuten. Aus der Literatur der mittleren Tauern sind bei *E. Braumüller* (L. 12) apfelgrüne Serizitquarzite beschrieben, die allem Anschein nach typische lichtgrüne Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen sind. Es ist dies das erste Wiederauftreten imTauernnordrand (von Westen nach Osten gehend) seit dem, von mir in der Nähe des Gerlospasses beobachteten Verschwinden der Serie. Weiter östlich beschreibt sie

M. Stark im äußeren Großarl und Gasteinertal (55). Die beiden Gruppen „Kleinarler Quarzphyllit-Quarzit" und „Radstätter Quarzphyllit-Quarzit" von *F. Trauth* zeigen der Beschreibung nach Ähnlichkeiten mit den lichtgrünen Serizitquarziten usw. der Gerlos. In der südlichen Schieferhülle des Sonnblickgneises erwähnt *Stark* sie gleichfalls (54). Aus der Literatur der Matreier Zone ist keine vergleichbare Aufzeichnung bekannt. Hingegen scheint eine Verwandtschaft mit den Liegendquarziten der Semmeringkalke (beschrieben von *Mohr*) zu bestehen. Ähnlich beschriebene Vorkommen in den Westalpen sind aus dem Gotthardmassiv, Roffnarporphyr, Panixerpaß und Südrand des Aarmassives bekannt. Ein Vergleich der porphyroidischen Gesteinstypen der nördlichen Grauwackenzone mit obiger Gesteinsgruppe und dem näher dem Zentralgneis auftretenden „Porphyrmaterialschiefer" *(Ohnesorge)* bleibt einer späteren Bearbeitung vorbehalten.

Weite Verbreitung und stratigraphische Stellung verlohnen es, diese Gesteinsgruppe petrographisch eingehender zu behandeln als die folgenden.

2. Makroskopisch.

Der Name „Lichtgrüne Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen" bezeichnet eine Gesteinsgruppe sedimentärer und magmatischer Herkunft mit mengenmäßig variabler Zusammensetzung aus Quarz, Feldspat und Hellglimmer. Im Bereich Richbergkogel bis Schönberger Hochleger gestatten drei tektonisch bedingte Wiederholungen der Serie bereits im Felde, auf Grund des wechselnden Quarz- und Glimmergehaltes, unterzuteilen in:

a) Kompakte, grünlichgraue Quarzite,
b) Mittel- bis starkschieferige Serizitquarzite,
c) Hellglimmerphyllonite und -schiefer.

Die Mächtigkeit der Serie ist im Raum Innerertensalm—Wandalm bis Schönbergalm zirka 150 bis 200 m. Im Arbeitsgebiet östlich davon (Riederbach—Krummbach) zirka 80 bis 100 m; wobei zu beachten ist, daß im Gebiet der Wandalm einer einwandfreien Bestimmung der Mächtigkeit die Kenntnis der tektonischen Komplikation vorauszusetzen ist (stärkste Einengungszone).

Zu a): Darunter fallen graugrüne, mittel- bis feinkörnige Quarzite mit homogener Mineralverteilung und rhythmisch grünweiß gebänderte ($\perp$ s) Quarzite, deren grüne Bänder aus Hellglimmer, die weißen aus Quarz und Feldspat bestehen (siehe Abb. 1). Gut erkennbare s-Flächen sind häufig (besonders bei den gebänderten Quarziten) bereits im Feld als sedimentäre Bildungen erkennbar. Die gebänderten Quarzite sind oft karbonatführend bzw. kavernös durch Aus-

witterung ehemaligen Karbonats. Innerhalb der Serie der lichtgrünen Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen bilden die Quarzite unter a) stets die hangenden Lagen, über denen die „Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie" liegt. Zum Beispiel unterer Gmünderbach, Staudamm Opferstock, Innerertensalm, unterer Krummbach, Schönberger Hochleger u. a. m.

Zu b): In feinkörniger, hellgrünlicher Quarz-Glimmergrundmasse liegen neben Quarz-„Einsprenglingen" (zum Teil rötlich violett) verschieden große (bis zu 3 cm) knollenähnliche Quarz- und Feldspataggregate, die dem Gestein häufig ein porphyrisches Aussehen verleihen. In stark geschieferten Abarten sind die „Einsprenglinge" bis zu flaserartigen Formen parallel s gelängt. Der Schieferungsgrad ist korrelat der Menge des Glimmers. Häufig Quarzgänge entlang von B-Klüften, h0l-Flächen und die für das Gestein charakteristischen Stauchfalten (B' ⊥ B) sind auffallend. Die Stauchfaltung zeigt je nach Vorherrschen von Quarz oder Glimmer Zenti- oder Millimetergrößen, entsprechend *Sanders* „Regel der Stauchfaltengröße". Karbonatgehalt ist selten. Durch Hellglimmer apfelgrün gefärbt. Diese Untergruppe ist das liegende Gestein innerhalb der lichtgrünen Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen und nimmt zirka zwei Drittel der Gesamtmächtigkeit ein.

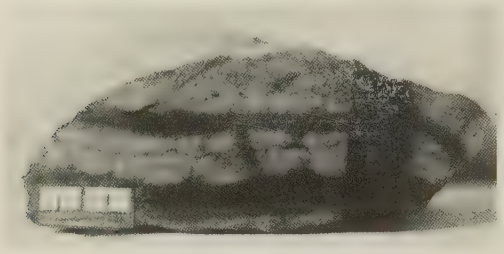


Abb. 1. Handstückanschliff: Grün-hell gestreifte Quarzite aus dem Hangenden der lichtgrünen Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen.

Zu c): Die Hellglimmerphyllite treten einmal als Phyllonite im Bereiche b) als quarz- und feldspatfreie Derivate auf, ein anderes Mal innerhalb a) als kompaktere Tafeln noch den tonigen Ursprung des Materials vermuten lassend (mit bis zu 3 mm großen Pyritwürfeln). Selten Karbonatgehalt.

3. U. d. M.

34 Dünnschliffe (Schnittlagen ⊥ b) aus dem Bereich von Schönbergalm bis Innerertensalm mit einzelnen Vergleichspräparaten östlich und westlich davon (Königsleiten, Gerlossteinwand-Umgebung). Es wurde somit ein breites Querprofil durch mehrere Wiederholungen der Serie untersucht. Die Vergleichsschliffe ergaben vorweggenommen keine petrographische Änderung im Streichen.

a) Kompakte grünliche bis grünlichgraue Quarzite:

α mit inhomogener Mineralverteilung.

Helle Bänder:

Quarz: Kornquerschnitte von 0·01—0·8 mm sehr variabel, ohne deutliche Gruppierung in „Einsprenglinge" und Zwischenmasse. Kristalloblastisches Pflaster domi-

nierend mit schwacher, selten starker Kataklase (Ka.). Keine Korrosionsmerkmale vorhanden. Quarz tritt mitunter zugunsten des Mikroklin (und Orthoklas?) stark zurück. Im Quarz-Kristallisations- (Kr.) Pflaster sind häufig kleinste Serizitschüppchen eingeschlossen.

Feldspat: Rundliche, zum Teil idiomorphe Mikrokline (18 U-Tischmessungen), meist ohne Gitterung, mit teilweise umschließendem Kalifeldspatanwachsrand. Letzterer ist überwiegend unlamelliert, auch unregelmäßig fleckig auslöschend und besitzt andere optische Orientierung als der Kernfeldspat. Einschlüsse im Kern: staubförmiges Pigment (helle winzige Schüppchen), wenig Hämatitschuppen und Serizit. Stark fleckige und körnig aufgelöste Feldspataggregate sind nicht selten als Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge erkennbar. Quarz und Kalifeldspatadern heilen ältere Rupturen an Mikroklinen aus; einzelne Quarzaugen. Vereinzelt wurden mit U-Tisch Kalifeldspate gemessen, deren $2\,V\,\alpha$ zwischen 70 und 78° liegen und deren Auslöschungsschiefe (A. S.) $\alpha \wedge (010) = 0^0$ zeigt. Von solchen Kalifeldspaten sind Übergänge zu ungegittertem Mikroklin in einem Korn bekannt (z. B. Kern = Mikroklin, randliche Bereiche sind Kalifeldspat mit 0° A. S.). Kalifeldspat-Quarz-Reaktionsgefüge in verschiedenen Arten sind sehr bezeichnend. Sie wurden im Abschnitt „Metamorphosen usw." eingehend beschrieben. Auffällig sind Einzelkörner und Körnergruppen, die Sphärolithen junger Ergußgesteine ähneln (siehe Abb. 2). Sie könnten Hinweis auf magmatische Bildung des Gesteins sein, liegen aber hier wahrscheinlich als Komponenten sedimentär vor.

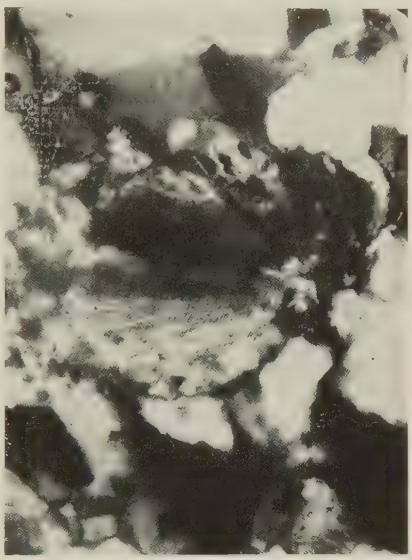


Abb. 2. Sphärolith im Quarz-Mikroklingefüge. Gekr. Nikol; ca. 200fache Vergrößerung.

Serizit: In unbedeutender Menge als kristalloblastische, kleine Schuppen, zusammen mit gleichem quarzitischen Bindemittel. Nicht selten Karbonatgehalt.

Grüne Bänder:

Mit schnellem Übergang tritt feinstschuppiger Hellglimmer an Stelle des glimmerarmen kristalloblastischen Quarzgefüges. Mikrokline gleich wie oben. Wenig Quarz. 1 bis 3 mm große Pyritwürfel sind mitunter durch Quarz ersetzt. Auffällig ist, daß die Korngrößen der Mikrokline in den grünen Bändern bedeutend kleiner (zirka

0·02 mm) als in den weißen Bändern (zirka 1 mm) sind. Die Herkunft des vielen Glimmers kann nicht allein durch Serizitisierung von Feldspaten erklärt werden (die Mikroklinmenge ist unwesentlich kleiner als in den hellen Bändern).

β) mit homogener Mineralverteilung (Liegendes zu α):

Quarz: In zwei Größengruppen nebeneinander. Zirka 0·5—2·5 mm einsprenglingsartig, neben zirka 0·02—0·2 mm Querschnitt Zwischenmassenquarzen, wobei die „Einsprenglinge" immer stark undulieren, Böhmsche Lamellierung, zum Teil auch rekristallisierten Friktionsmörtel zeigen. In den meisten Fällen ist Ka. letzte Gefügeformung. Trotz einiger Korrosionsquarze, ist magmatische Entstehung des Gesteins nur in wenigen Fällen sicher, öfter dürften die Porphyrquarze sedimentiert sein und eine Arkose vorliegen. Vereinzelt wurden idiomorphe Feldspate in Ein-Quarz eingeschlossen angetroffen. Die Quarzzwischenmasse ist ein Kr.-Produkt mit Ka.-Erscheinungen; sie zeigt blastomylonitisches Gefüge und ist feldspatfrei. Bei glimmerreichen und weniger deformierten Varietäten des Gesteins sind die Quarzkörner des Zwischenmosaiks oft erfüllt von Serizitschüppchen, was manchmal dem Bilde gefüllter Feldspate ähnelt (außerhalb der Quarzkörner liegende Glimmer sind bedeutend größer).

Feldspat: Mikroklin (31 U-Tischmessungen, 2 Vα 78 bis 88°, A. S. auf (001), α ∧ (010) zirka 10 bis 20°), selten Gitterung. Korngrößen etwas kleiner als Quarzeinsprenglinge zirka 0·1 bis 1 mm. Kornformen sind häufig rundlich oder leistenförmig. Rupturen sind seltener als bei Quarz. Einschlüsse: Serizitstreifen und -nester, staubförmiges Pigment (letzteres und Serizit scheinen sich gegenseitig auszuschließen), bei stärkerem Fleckigwerden ein Mineral der Epidot-Zoisitgruppe. Einschlußarme bis einschlußfreie Mikrokline sind auch bekannt. Bezeichnender als die Einschlüsse sind für die Mikrokline dieses Gesteins Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge. In einzelnen Schliffen sind die Mikrokline stärker fleckig und besitzen mehr Epidot-Zoisiteinschlüsse. Diese Erscheinung ist in Gruppe b) verbreiteter und wird dort als Vorstadium zur beginnenden Schachbrettalbitbildung angesehen.

Glimmer: Hellglimmer (Phengit? vgl. L. 17) schwach grünlich, sehr schwacher Pleochroismus, 2 Vα klein bis mittel (zirka 15—30°) Kornquerschnitte von kleinsten Schuppen (von Quarz umschlossene Serizite) bis 0·05 × 0·02 mm. Blastomylonitisches Gefüge. In Filzen sind mitunter mehr oder weniger gut erhaltene große Hellglimmerbalken vorhanden, die ihre Entstehung meines Erachtens einer späteren Sammelkristallisation innerhalb der Filze verdanken. Den lichtgrünen Seriziten verdankt das Gestein seine eigentümliche apfelgrüne Färbung. Chlorite fehlen vollständig.

„Gesteinskörner": In zwei Schliffen waren gesteinskornähnliche Aggregate (Quarzite und Serizitquarzite) vorhanden, die sich aber in beiden Fällen als authigene Komponenten deuten ließen (abgerundetes Zwischenmassenstück oder später kristallisierte Anreicherung).

Akzessorien: Oxydisches Fe-Erz, Leukoxen (Rutil?), Zirkon, Apatit.

b) Mittel- bis starkschieferige Serizitquarzite:

Quarz: Eindeutig in zwei Gruppen scheidbar; einsprenglingsartige Körner (0·3 bis 1·5 mm, maximal bis 4 mm Querschnitte) und

Zwischenmosaik (0·02 bis 0·1 mm Querschnitte). Erstere zeigen in allen Schliffen wechselnd starke Undulation, Lamellierung und zum Teil Rupturen. Randliche Kr.-Säume mit eingeschlossenen Seriziten weisen auf rekristallisierte Mörtelränder und Anwachsränder hin, welche die ursprünglichen Kornformen oft gänzlich verwischen. Bei geringerer Kr. treten idiomorphe und gerundete Kornformen auf, wobei letztere häufiger sind. In etlichen Schliffen finden sich zum Teil rekristallisierte Korrosionserscheinungen (Schläuche und Buchten) an Einsprenglingsquarzen. Seltener findet man Mikrokline in idiomorpher Ausbildung in Quarz eingeschlossen. Im Verhältnis Kr. : Ka. sind das Nebeneinander von Kristalloblastese (rekristallisierte Mörtelränder und Quarz-Kr.-Mosaik der Zwischenmasse) und mechanischer Deformation (nicht regenerierte Rupturen und Undulation an Einsprenglingen und Zwischenmasse), sowie Hinweise auf vorkristalline Deformation (lagenweiser Korngrößenwechsel) charakteristisch und ergeben als Gesamteindruck ein blastomylonitisches Gefüge.

Feldspat: Mikroklin (37-U-Tischmessungen), $2V\alpha$ 70—86°, A. S. $\alpha \wedge$ (010) zirka 6—18°, meist unlamelliert. Eine submikroskopische Lamellierung kann in schattenhaft huschendem Auslöschen vermutet werden. Nur in einem Schliff existieren Kalifeldspatanwachsränder sowie durch Kalifeldspat ausgeheilte Rupturen. Die Mikroklin-Quarz-Verdrängungen (unter „Metamorphosen usw." beschrieben) sind seltener als bei a). Einschlüsse: Serizit in Nestern und Streifen parallel der Spaltbarkeit und am Rand, feinster Staub meist im Kern (wo kein Serizit) und Hämatitschuppen. Bei in Umwandlung begriffenen Mikroklinen: Karbonat und Zoisit(?). Letzterer besonders in Bereichen der beginnenden Umwandlung.

Unterscheidend von a) α und a) β ist die deutlich beginnende Albitisierung der Mikrokline in Form von Schachbrettalbitbildung und das Auftreten von Ab_{neu} (Ab_1 oder Ab_n *Sanders*) als kristalloblastisches Neuprodukt mit Serizit- und Quarz-si. U-Tischmessungen ergaben für Schachbrettalbit und Ab_n Daten zwischen Ab_{90-100}. Unter den häufigen Schachbrettalbiten sind selten glatte Kornränder gefunden worden. Fast immer waren diese durch kristalloblastische Neubildungen verwischt und typisch gelappt mit der Zwischenmasse verquickt (über den Vorgang der Schachbrettalbit- und $Albit_{neu}$-Bildung siehe Metamorphosen usw.) Der Menge nach sind unter den Feldspaten Mikrokline mit beginnender Schachbrett- und Ab_{neu}-Bildung vorherrschend. Unveränderte Mikrokline liegen nur vereinzelt vor. Ebenfalls selten treten ältere Albite (Ab_2 oder Ab_a *Sanders)* auf: Meist schmal, lamelliert, mehr oder weniger dicht mit Serizit und wechselnd mit Karbonat erfüllt; sedimentäre, seltener idiomorphe Kornformen in den Größen der Quarzeinsprenglinge; einmal wurden gebogene Zwillingslamellen beobachtet, die Ab_a besitzen wie die Schachbrettalbite einschlußfreie Anwachsränder, zum

Teil mit umschlossenem Zwischenmasseserizit, und sind nach 9 U-Tischmessungen gleichfalls saueren Albite (Ab_{90-95}). Sie treten in Gesteinsgruppe B häufiger auf und wurden dort eingehend behandelt. Rundliche Kornformen bei Mikroklin, Mikroklinumwandlungsprodukt und Ab_a (von Anwachsrändern abgesehen) sind bedeutend häufiger als idiomorphe Formen. Rupturen sind seltener als bei Quarzeinsprenglingen; auch Korrosionsformen (Buchten analog den Porphyrquarzen) sind beobachtet. Gleiche Kornquerschnitte wie bei den Quarzeinsprenglingen. Mit Ausnahme von Ab_n treten alle Feldspate nur isoliert auf. Da selbständige Ab_n-Körner verhältnismäßig selten sind, kann man die Zwischenmasse als fast feldspatfrei bezeichnen.

Glimmer: Schwach pleochroitischer, hellgrüner Hellglimmer wie bei a) β beschrieben. In zwei Fällen ist vorkristalline Deformation erkennbar. Im übrigen ist die Ka. jünger als die Kr.; es herrschen daher Filze und Ströme parallel s vor. Zum Teil ist eine prätektonische Kristallisation nur schwach von Ka. verwischt und zeigt, besonders in Lagen parallel s (ähnlich den sicher vorkristallin deformierten Gesteinen) kurze, gedrungen rechteckige Kornformen. In fast allen Schliffen sind im quarzitischen Kr.-Mosaik sowie in den Rekristallisations- oder Anwachsrändern der Quarzeinsprenglinge feinste Glimmerschüppchen (Größen um 0·011 × 0·004 mm) eingeschlossen, die größenmäßig von den Glimmern zwischen den Quarzkörnern abtrennbar sind. Zwischen nicht umschlossenen Hellglimmern und vollständig in Quarz eingeschlossenen Serizitschuppen zeigen teilweise umschlossene Glimmer Übergangsgrößen. Auffällig ist in vielen Präparaten eine dunkelgrau-braune Pigmentierung der Glimmerfilze in s. Dieses Pigment ist auch in Feldspatspaltrissen sowie in Rupturen von Quarzen nahezu oder ganz in s liegender Körner vorhanden und fehlt in Lagen parallel s meist völlig. Es handelt sich wahrscheinlich um nachträglich eingedrungene Substanz (Fe-haltige Lösungen).

Gesteinskörner und Knollenbildungen: Kr. und Ka. erschwert das Erkennen von allothigenen Gesteinskomponenten. Kleinkörnige Aggregate von Quarz (mit kleinstem Serizit eingeschlossen) und Feldspat-Quarz-Reaktionskörner in zwei Schliffen können als fremd hinsichtlich ihres Gefüges bezeichnet werden. Das Muttergestein dafür dürfte aber trotzdem zur selben Gesteinsserie gehören. Die am häufigsten auftretenden größerkörnigen quarzitischen Aggregate dürften zerbrochene und rekristallisierte ehemalige Quarzeinsprenglinge sein. Es bleiben noch großkörnige Aggregate von Quarz und Mikroklin bzw. Quarz und Schachbrettalbit zu erwähnen. Sie sind vermutlich allothigen und besitzen eine Ähnlichkeit mit den Granitgeröllen in den Hellgrauen Arkose- und Konglomerattektoniten (B). Nicht mit allothigenen Gesteinskomponenten zu verwechseln sind kleinkörnige Anreicherungen von Quarz und Serizit mit Ab_n und limonitischer Substanz, zum Teil auch mit Epidot, oder nur Quarz mit kleinstem Serizit. Sie sind authigen aber unter anderen Bedingungen als die Zwischenmasse auskristallisiert.

Akzessorien: Leukoxen, Zirkon, oxydisches Erz, Titanit, Rutil, Epidot, Karbonat.

Das mikroskopische Gefüge spricht öfter für sedimentäre Bildung des Gesteins, weniger oft für magmatische. Beide Entstehungsarten nebeneinander wären durchaus denkbar; z. B. saueres Ergußgestein und dessen elluviale Verwitterungsprodukte (und stark veränderte Tuffe?).

c) Hellglimmerphyllonite und -Schiefer:

Die makroskopische Gliederung läßt eine verschiedene stratigraphische Stellung dieser Gesteine in der Serie der lichtgrünen Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen erkennen, gleichso der mikroskopische Befund. Hellglimmerphyllonite erwiesen sich als stark beanspruchte Derivate des Gesteins unter b) bzw. quarzärmere Ausbildungen desselben und wurden deshalb in die mikroskopische Beschreibung von b) mitaufgenommen. Hellglimmerschiefer gehören zu den „kompakten grünlichgrauen Quarziten" unter die Gruppe a) α, wo sie identisch mit den „grünen Bändern" sind. Sie wurden dort beschrieben. Die aus dem Gelände stammende Einteilung kann somit bedenkenlos um diese Gruppe verringert werden. Sie von vornherein wegzulassen, schien mir des Verständnisses halber für nicht petrographisch fundierte Betrachtung notwendig.

4. Metamorphose und Verhältnis Deformation (Ka.) zu Kristallisation (Kr.).

a) Kalifeldspatbildung:

Mit U-Tisch wurden zirka 70 Feldspatkörner (ohne Lamellierung) eindeutig als Mikrokline bestimmt. Die Messungen erstreckten sich auf 21 Schliffe. In zwei Fällen aus dem gebänderten Quarzit a) α konnten große monokline Kalifeldspate mit Wahrscheinlichkeit bestimmt werden. Sie zeigen im Gegensatz zu den Mikroklinen keine idiomorphen Kornformen. In derselben Gruppe treten an den eigengestaltlichen oder gerundeten Mikroklinen anders auslöschende und amöboid begrenzte Ränder auf (Abb. 3). Sie zeigen mitunter flammenförmiges Auslöschen oder eine unklare Streifung. Serizite der unmittelbaren Umgebung sind manchmal ganz oder teilweise umschlossen und sprechen für die Bildung jener Ränder im vorliegenden Gestein. Mit Hilfe der Beckeschen Linie und mit U-Tisch konnten sie eindeutig als Kalifeldspatränder bestimmt werden. In nur ganz wenigen Fällen waren die Bedingungen zum Einmessen des Randes und des Kernes am selben Korn möglich. Zum Beispiel in einem ungleichmäßig (randlich und in der Kornmitte) auslöschenden, eigengestaltlichen Kalifeldspatkorn, welches im Quarz eingeschlossen ist, ist die randliche Partie monokliner Kalifeldspat, das Zentrum des Kornes Mikroklin (es handelt sich aber bei diesem Korn nicht um die häufigen typischen Anwachsränder). In einem frei im Gefüge liegenden Korn mit gleichfalls nicht charakteristischem Rand konnte neuerlich der äußere Bereich als monokliner Kalifeldspat, parallelstreifig durchdrungen von dem im Kern liegenden triklinen Kalifeldspat, bestimmt werden. Nur in einem Korn ist

der Rand eindeutig in seiner Form und ist ebenfalls monokliner Kalifeldspat, der Kern Mikroklin. Auf Grund dieser einzigen sicheren Bestimmung der optischen Daten von Anwachsrand und Kern kann in der Frage ob „Orthoklas"- oder Mikroklin-Anwachsränder noch nicht entschieden werden. Hinzuzufügen wäre noch, daß in den vielen beobachteten Anwachsrändern nirgends typische Mikroklingitterung festzustellen war, obwohl diese an Mikroklinen mitunter erkennbar ist. In den vielen anderen gemessenen Kalifeldspatkörnern mit Anwachsrand sind die Kerne alle Mikroklin, die Ränder wegen Fehlen der Spaltbarkeit nicht meßbar. Die Ränder unterscheiden sich jedoch sehr oft vom Kernfeldspat neben anderer optischer Orientierung durch staubförmige Pigmentierung (der umgekehrte Fall, daß der Kernfeldspat diese Pigmentierung trägt und der Rand sie nicht besitzt, ist auch zu beobachten). Mitunter ist in den Anwachsrändern, wo diese annähernd parallel gestreift sind, feststellbar, daß eine Gruppe jener parallelen Streifen mit dem nicht gefleckten Kernfeldspat gleichzeitig auslöscht und zum Teil einer Spaltbarkeit parallel läuft. Es dürfte sich in diesen Fällen um einen Verdrängungsvorgang zweier Kalifeldspate handeln.

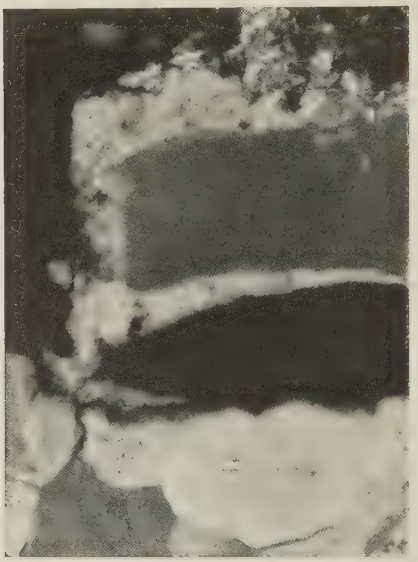


Abb. 3. Ruptureller eigengestaltlicher Mikroklin (dunkel) mit Kalifeldspat-Kupturverheilung und Kalifeldspat-Anwachsrand. Gekr. Nikol; ca. 200fache Vergrößerung.

Ohne das Problem des Verhältnisses monoklinen zu triklinem Kalifeldspat zu berühren, kann vom *Vorhandensein einer Kalifeldspatisation* gesprochen werden. Diese ist nur in der zu oberst liegenden Gesteinsgruppe (grünlichgraue kompakte Quarzite a) vorhanden. Ein Nebeneinander von kalifeldspatisierten und albitisierten Feldspaten wurde selten erkannt. Anderseits ist die gute räumliche Trennung auffallend. Für die Herkunft des Kalifeldspates ist von den zwei Möglichkeiten, Zufuhr von weiterher oder Mobilisation im Kleinbereich, die letztere wahrscheinlicher, weil auffallenderweise mit der Kalifeldspatneubildung Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge gemeinsam gehen. Das hierbei freigewordene Kalium würde somit am zwangslosesten aus demselben Gestein oder dessen nächster Um-

gebung, die Herkunft des zur Feldspatisation nötigen Stoffes erklären lassen.

Einer viel umfassenderen Kalifeldspatbildung vor den oben beschriebenen Vorgängen dürften die idiomorphen Kalifeldspatkerne der hellen Bänder a) α ihr Dasein verdanken. Der Annahme, diese wären allothigene Gemengteile, widersprechen vor allem die Kornformen und das Gefüge. Da aber trotzdem nach Summierung aller übrigen Feststellungen, die gebänderten grünen Quarzite am ehesten sedimentogen sind, kann die Anwesenheit der Kalifeldspate nur als authigene Neubildung betrachtet werden. Zwar hypothetisch, doch durchaus passend, könnte ihre Kristallisation aus kalireichem, sandigem, vulkanischem Sediment erklärt werden. Karbonat und Gipsgehalt, typischer schichtweiser Wechsel zwischen Serizit und Kalifeldspat + Quarz (= Ton und kalireicher Sand) würden die gebänderten Quarzite als oberste kristallin regenerierte submarine tuffige Anlagerungen sehr gut erklären.

Festzuhalten wäre außerdem, daß unter Umständen die ältere mobile Phase von Kalifeldspatsubstanz nicht unmittelbar mit der Tauernkristallisation in Verbindung zu bringen ist. *Für die jüngere Kalifeldspatmobilisation (Anwachsränder) wäre ein Zusammenhang mit der Tauernkristallisation auf Grund der neueren Arbeiten über Kalifeldspatisation in relativ hohen Horizonten nicht ausgeschlossen*, soweit es sich nicht um örtliche Erscheinungen handelt.

b) Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge:

In beiden Gruppen, den kompakten Quarziten (a) wie den schieferigen Serizitquarziten (b) treten Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge auf. Sie sind in allen beobachtbaren Beispielen *Reaktionen zwischen Mikroklin und Quarz*. Im Quarz eingeschlossene Feldspatmikrolithen, korrosive Korngrenzen zwischen Feldspat und Quarz und Feldspatreste im Quarz beweisen wiederholt, daß Quarz den Mikroklin verdrängte. Myrmekite nach *Drescher-Kaaden* (L. 18, S. 39 ff.) fehlen in diesen Gesteinen. Innerhalb der Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge lassen sich nach den Formen, die der neuauftretende Quarz zeigt, folgende Arten unterscheiden:

α) Rundliche Quarzaugen,
β) unregelmäßig begrenzte, häufig gezahntrandige Quarzflecken,
γ) Quarzrosetten (L. 18, S. 164),
δ) parallelstrahliges Spindelgefüge (L. 18, S. 177 ff.).

Zu α):

Meist in einzelnen Quarztropfen, deren Form wiederholt beschrieben wurde. In meinem Arbeitsmaterial nicht sehr häufig vertreten. Sie löschen gruppenweise gleich

aus, sind einschlußfrei und leicht undulös. Wechselbeziehungen zwischen Feldspat und Quarz, die genetische Schlüsse zuließen, waren nicht beobachtbar. Im Horizont der Kalifeldspatisation sind sie häufiger.

An dieser Stelle sei auf Ausfüllungen von Mikroklinspaltklüften durch Quarz und Feldspatsubstanz eingegangen. Und zwar sind die engen Bereiche einer Ruptur von Feldspatsubstanz, die stärker klaffenden, meist von Quarz ausgefüllt. Fast immer ist die Mündung eines solchen Risses in die Zwischenmasse des Gesteins von Quarz erfüllt.

Abb. 4. Mikroklinverdrängung parallel einer Spaltbarkeit durch Quarz. (Relikte Feldspatbrücken täuschen im Quarz Spaltbarkeit vor). Quarz ist meist hell; Schnittlage annähernd normal zur kritischen Spaltbarkeit. Gekr. Nikol; ca. 80fache Vergrößerung.

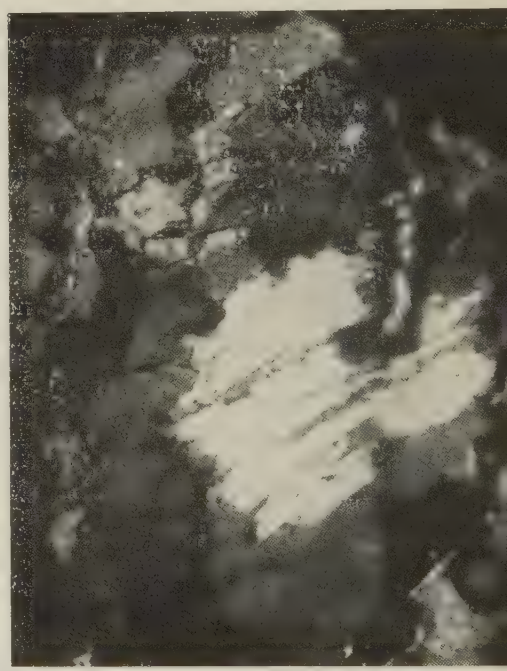


Abb. 5. Mikroklinverdrängung parallel einer Spaltbarkeit durch Quarz; schräge Schnittlage (Quarz = hell). Gekr. Nikol; ca. 80fache Vergrößerung.

Wechsel zwischen Quarz und Feldspat innerhalb einer Ruptur ist ebenfalls geläufig. Die rupturverheilende Feldspatsubstanz ist Kalifeldspat. Ob der Quarz eine nachträgliche Verdrängung des Kalifeldspates darstellt oder gleichzeitig mit diesem in der Ruptur kristallisierte, ist vorerst nicht zu klären. Interessant ist aber die Tatsache, daß Kalifeldspatsubstanz noch nach einer rupturerzeugenden Formung mobil war. Es ergäbe sich hieraus die Möglichkeit, nach korngefügekundlicher Untersuchung der Mikroklinregelung und

erdkoordinatenmäßiger Feststellung der Rupturen, diese mit der Großtektonik (Bewegungsbild) stratigraphisch bestimmter Gesteinsserien in Beziehung zu bringen. Was z. B. ergeben würde, ob eine Kalifeldspatisation der jungen Alpentektonik zuordenbar ist bzw. dieselbe überdauerte oder einem älteren Bewegungsbilde nachfolgte.

Zu β):

Die nachstehend beschriebene Ausbildungsform ist durch charakteristisch gezahntrandige, oder flächenhafte Quarzformen von den

Abb. 6. Mikroklinverdrängung durch Quarz (Feldspatmikrolithen im Quarz) entlang der Spaltrisse des Mikroklins. (Quarz = hell), Schnittlage normal zur kritischen Spaltbarkeit. Gekr. Nikol; ca. 200fache Vergrößerung.

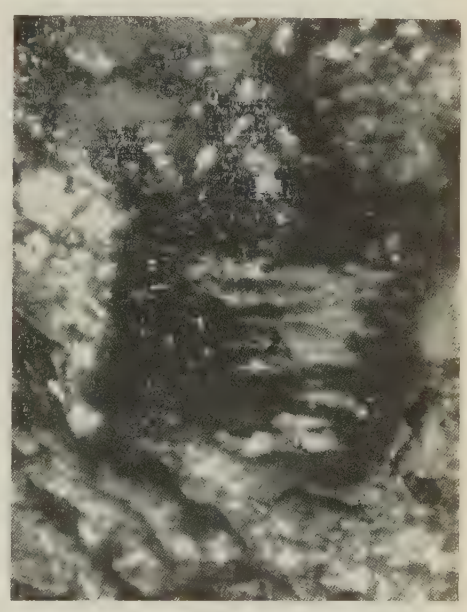


Abb. 7. Mikroklinverdrängung parallel einer Spaltbarkeit durch Quarz. Gezahntrandige Quarzflecken durch schräge Schnittlage zur kritischen Spaltbarkeit (Quarz = hell). Gekr. Nikol; ca. 200fache Vergrößerung.

übrigen Arten klar abtrennbar. Ihre Ausbreitung geht von kleinsten Anfängen bis zur Erfüllung des ganzen Mikroklinkornes und ist richtungsmäßig von einer Spaltbarkeit beeinflußt (Abb. 4, 5, 6 und 7). Die einzelnen Quarzflecken sind untereinander in Gruppen verschieden auslöschend. Sie enthalten häufig noch Reste des Kalifeldspates, die, mitunter als schmale Brücken, Spaltrisse im Quarz vortäuschen (Abb. 4 und 5) und zum Teil auch noch ursprünglich im Kalifeldspat eingeschlossene, jetzt im Quarz liegende Mikrolithen. Aus den häufig gezahntrandigen Flecken und der Abhängigkeit von Spaltbarkeit, läßt sich der Schluß auf die Bildungsweise ziehen, daß die Reaktionen sich zuerst in den Spaltebenen auswirkten und erst

nach und nach normal dazu ihre Verdrängungsräume erweiterten. Dies führt dann zur Durchbrechung der anfänglich noch vorhandenen Kalifeldspatbrücken (Abb. 4 und 6). Zusammenhänge der Mikroklin-Quarz-Verdrängungsgefüge mit dem umgebenden Quarzzwischenmassengefüge — besonders die Durchbrechung der Mikroklingrenzen — sprechen dafür, daß die Verdrängung gleichzeitig mit der Quarz Kr. in der Zwischenmasse erfolgte. Daß im Beobachtungsmaterial auch Formen existieren, die keine Verbindung mit dem Externgefüge aufweisen, wird belanglos, wenn man dreidimensional betrachtet. Ebenso sind die charakteristischen randlichen Zahnungen als mehrere flach angeschnittene, von Quarz belegte Mikroklinspaltebenen erkennbar (Abb. 7) und die gruppenweise ungleiche Auslöschung der Quarzeinlagen ist gleichfalls so verständlich. Über die Herkunft der Quarzsubstanz liegen keine Beobachtungen vor, trotzdem ist aus quantitativen Überlegungen die Abstammung aus dem Mikroklin unwahrscheinlich.

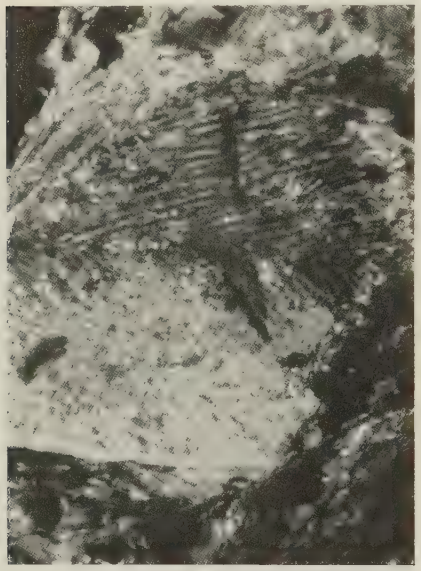


Abb. 8. Parallelstrahliges Spindelgefüge (Drescher-Kaaden) zwischen Quarz und Mikroklin (Quarz = dunkel). Gekr. Nikol; 200fache Vergrößerung.

Daß diese Kalifeldspat-Quarz-Reaktionen mineralogisch für das Gestein von entscheidendem Einfluß gewesen waren, erkennt man an fast völlig verquarzten Mikroklinkörnern. Schlüsse auf die mineralogische Zusammensetzung des Ausgangsgesteines sind unsicher, weil ein bedeutend größerer Kalifeldspatgehalt angenommen werden muß.

Zu γ):

Für Quarzrosetten liegen nur sehr wenig Beispiele vor, so daß außer dem Hinweis auf die Ausführungen *Drescher-Kaaden*'s (L. 18, S. 164—172, insbesondere Abb. 160) keine weiteren Erörterungen möglich sind. Die optische Orientierung der Quarze ist in einem Beispiel einheitlich, in einem anderen in zwei Gruppen unterschiedlich. Unmittelbar genetische Zusammenhänge zu den Formen unter β) sind nicht feststellbar.

Zu δ):

Diese Gruppe von Reaktionsgefügen entspricht, wie der gleiche Name andeutet, den von *Drescher-Kaaden* (dieselbe Arbeit, S. 177 ff.) an Graniten beschriebenen Formen. Mikrolithen des Mutterfeldspates liegen ohne die Quarzspindeln zu unter-

brechen, im Reaktionsbereich (Abb. 8). Durchbrechungen der Mikroklinkornränder durch Quarzspindeln sprechen wiederum für die Bildung derselben im vorliegenden Gestein und dafür, daß die Quarzbildung jünger ist, als die Entstehung des Kalifeldspates. Die Spindeln sind entweder gleich auslöschend, oder über größere Bereiche gruppenweise verschieden auslöschend. Keine erkennbare richtungsmäßige Abhängigkeit der Spindeln von einer Spaltbarkeit. Gegenüber dem Beispiel *Dreschers* ist die bedeutend geringere Größe der Spindeln anzumerken. Direkte Zusammenhänge mit den anderen Quarz-Feldspat-Reaktionsgefügen wurden nicht beobachtet. Auch diese Form stellt eine bedeutende mineralogische Veränderung (Verquarzung) des Ausgangsgesteines dar.

c) Albitisation:

Die nachfolgenden Umwandlungsvorgänge treten in dieser Form in der Gruppe b), den „mittel- bis starkschieferigen Serizitquarziten, auf. Unter den „kompakten Quarziten" (a) konnten sie nur selten und in ersten Anfangsformen beobachtet werden.

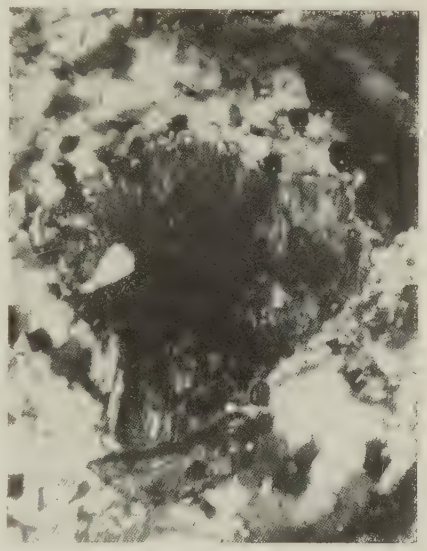


Abb. 9. Schachbrettalbitbildung an einem Mikroklin (Übergang: Mikroklin-Schachbrettalbit-Albit neu); Mikroklin = dunkel, im Kern. Gekr. Nikol; ca. 70fache Vergrößerung.

Es sei bereits hier auf das Miteinandergehen von Schiefrigkeit und Albitisation hingewiesen. Die Albitisation, ein meines Erachtens der Tauernkristallisation *Sanders* anschließbarer Vorgang, zeigt sich meist in einem Vor- und Anfangsstadium, der beginnenden Schachbrettalbitbildung. Diese äußert sich in Fleckigwerden der Mikrokline, Auftreten von Karbonat und Zoisit (?) als Mikrolithen. Während der Karbonatgehalt stark schwankt (vor allem in seiner Menge vom Auftreten freien Karbonats in der kristallinen Zwischenmasse abhängig ist), zeigt dagegen jenes Zoisit(?)-Mineral eine auffallende Konstanz und räumliche Bindung an die Grenzbereiche Mikroklin—Schachbrettalbit. Die allgemein im Mikroklin verbreitete, staubförmige Substanz verschwindet vollkommen im Schachbrettalbit. Charakteristisch abgestufte lamellierte Schachbrettalbitbereiche innerhalb der Mikrokline ließen sich mit U-Tisch als saurer Albit (nach *Rheinhards* Migrationskurven Ab_{90-100}, nach *Ebert* maximale A. S. Ab_{95}) bestimmen. Der Vorgang der Albitbildung verläuft vom Außenrand des Mikroklinkornes nach innen (Abb. 9) bzw. entlang von Spaltbarkeit und Rupturen und von da nach dem Korninneren. Daneben existieren

auch Formen einer gleichzeitigen Umwandlung des ganzen Kornes (nur auf die Schliffebene bezogen). Bald nach den ersten Anfängen der Schachbrettalbitbildung sind an den Kornrändern lang und schmal oder gar nicht lamellierte Feldspatanwachsbereiche mit teilweise umschlossenem Zwischenmassegefüge (Serizit und Quarz) beobachtbar; es ist dies ein einschlußarmer (kleinste Karbonatpünktchen) saurer Albit Ab_{90-100} (18 U-Tischmessungen). Kornränder und si in demselben sowie die Durchbrechung der oft noch eigengestaltlichen Konturen der Mikroklin-Schachbrettalbitkörner sind Anhaltspunkte für eine Entstehung dieses Albites im vorliegenden Gestein. Wahrscheinlich kann diese Albitbildung mit der von *Sander* beschriebenen — jedoch ungleich stärkeren — Albitbildung (Ab_1) in den Gesteinen des Tauernwestendes verglichen werden. Durch viele Beobachtungen an entstehenden, fortgeschrittenen und fertig ausgebildeten Schachbrettalbiten, sowie an den sie begleitenden A_n kann von einer *lückenlosen Übergangsreihe Mikroklin—Schachbrettalbit—Albit*$_{neu}$ gesprochen werden, welche sich bereits in einzelnen stärker albitisierten Mikroklinkörnern erkennen läßt.

Zwischen Ab_n-Rand und Schachbrettalbit existiert keine scharfe Grenze. Die Ab_n-Substanz findet man (ebenfalls mit mehr oder weniger Karbonat) je nach Intensität der Albitisierung in der kristallinen Zwischenmasse als selbständige amöbid begrenzte, selten lamellierte Albitkörner. Der genetische Zusammenhang zwischen Schachbrettalbit und Ab_n sowie die Beobachtung, daß in den vermutlich sedimentogenen Serizitquarziten der Umwandlungszustand der Mikrokline sehr gleichmäßig ist, läßt den Schluß zu, *daß auch die Schachbrettalbitbildung innerhalb des jetzt vorliegenden Gesteines stattfand.* Neben der Albitisierung der Mikrokline sind gleiche Ab_n-Anwachsränder an selteneren, seriziterfüllten, meist schmal lamellierten Albiten (Ab_{90-95}) zu beobachten. Wie aus später folgenden Abschnitten hervorgeht, entsprechen diese Albite den *Sander*schen Ab_2 oder Ab_a (= alt). Mengenmäßig bleibt die Bildung von Ab_n stark hinter den vorhandenen oder neu gebildeten Quarzen zurück, trotzdem dürfte sie ohne Stofftransport (z. B. nur durch Entmischung der Albitkomponente des Kalifeldspates) schwer zu erklären sein, da die geringe Menge des umgewandelten Mikroklins nicht ausreicht, den vorhandenen Albit (zum Teil frei im Gefüge) aufzuwiegen. Außerdem sind kristalline, mosaikartige Anreicherungen von Quarz, Serizit, Ab_n, Karbonat und Limonitsubstanz in Knauern zu beobachten, die (neben ähnlichen und manchmal schwer abtrennbaren tektonischen Gebilden) durch ihre mineralogische Zusammensetzung den letzten im Gefüge erkennbaren Kristallisationen zuordenbar sind und auf eine für

Kieselsäure, $NaCO_3$ und $Fe(OH_3)$ mobile Phase hinweisen. Wobei aus der quantitativen Veränderung des Mineralbestandes eine Stoffzuwanderung für Kieselsäure, $NaCO_3$ [und $Fe(OH)_3$?] anzunehmen ist. Daß die ersten Angriffsobjekte für die Albitisierung die Mikrokline sind, wäre im Gitterbau verständlich. Der allmählichen Zunahme der Albitisation vom Hangenden zum Liegenden, bzw. dem immer häufigeren Auftreten von freiem Albit, kann ein Stärkerwerden des Na-Gehaltes der Lösungen zugeordnet werden. Daß in höheren Bereichen des Gesteins fast nur mehr Kieselsäure zirkuliert, belegen „Nur-Quarz"-Anreicherungen innerhalb der grünlichgrauen kompakten Quarzite (hangend). Es würde weiterhin verständlich machen, daß in den Bereichen der ersten Schachbrettalbitflecken an Mikroklinen zur Bildung freien Ab_n nicht genug Natrium vorhanden war. Zeitliche Beziehungen zwischen Kalifeldspatisation und Albitisation sind nur ermittelbar, als an albitisierten Kalifeldspaten keine Kalifeldspatneubildung beobachtbar ist, umgekehrt aber albitisierte Mikrokline in zwei Schliffen neben kalifeldspatisierten Mikroklinen vorgefunden wurden. Auffälliger ist die räumliche Trennung beider Bildungen, die es gestattet, von einer *Horizontverschiedenheit* zu sprechen. Diese ist bereits im Felde erkennbar. Die kalifeldspathältigen Gesteine ohne Albitisation sind kompakt, bankig, zeigen noch gut sedimentäres, oder porphyroides Gefüge und sind relativ glimmerarm (Gestein a, Hangendes). Die albitisierten Gesteine zeichnen sich durch Schieferigkeit und Glimmerreichtum aus (Gestein b, Liegendes). Die Albitisation der Kalifeldspate ist jedoch ohne direkten Zusammenhang mit der Durchbewegung. Es existieren Mylonite in beiden Horizonten. Die für den Albithorizont charakteristische Schieferung hat ausschließlich im Glimmerreichtum ihre Ursache, der seinerseits als Kaliumverbraucher eine Abhängigkeit von der Albitisation aufzeigen könnte.

d) Quarz- und Hellglimmerkristallisation:

Verbreitete kristalloblastische Erscheinungen an einsprenglingsartigen Körnern und in der Zwischenmasse. Sowohl Kristallisation an Ort (sammelkristallisierte Mörtelränder, Sammelkristallisation in Korrosionsschläuchen) als auch Kristallisation zirkulierenden Stoffes. Für letzteren Vorgang sprechen knollenähnliche Anreicherungen, die in Korngestalt und Korngröße sehr variabel sind, zum Teil aber auch gut mit der Zwischenmasse des Gesteins vergleichbar sind. Ähnliche Gebilde durch Deformation, zum Teil Verschleppung von ehemaligen Anreicherungen (z. B. gangförmig) lassen sich wegen Ka.

oft schwer von erstgenannten Bildungen unterscheiden. Beide Bildungen verlangen meines Erachtens im Hinblick auf die enge Verknüpfung Ka. und Kr. (siehe Verhältnis Deformation : Kristallisation) keine scharfe Trennung. Im Albitisations- wie Kalifeldspatisationshorizont existiert die Quarz-Kr. Neben den beschriebenen Beispielen sind teilweise oder ganz in Quarz eingeschlossene Serizite (Korngrößen 0·005 und kleiner) Anhaltspunkte für Kristalloblastese. Am häufigsten trifft man diese Serizite in schwach tektonisch beanspruchten kristalloblastischen Gefügen. Ohne Einmessung ist keine Regelung erkennbar. Der Vergleich ihrer Korngrößen mit den übrigen nicht umschlossenen und den in Korrosionsbuchten liegenden Serizitkörnern ergibt, daß Serizit in Korrosionsschläuchen gleichgroß bzw. kleiner ist, die Hellglimmer der Zwischenmasse (intergranular) um ein Vielfaches größer sind. Es ist nicht ausschließbar, daß jene kleinen Serizite, neben Neubildungen, auch schwach gewachsene ehemalige Grundmassenserizite eines Massengesteins sind und ihre Kristalloblastese von der Quarzkristallisation (Sammelkristallisation) überholt, abgeschnitten und stillgelegt wurde. Die in blastomylonitischen Bereichen auftretenden kleinkörnigen Quarzmosaike, die ebenfalls kleinste eingeschlossene Glimmer besitzen, sind meiner Ansicht nach letzte kristalline Anreicherungen innerhalb eines sonst fertigen Gefüges. Bezüglich der Herkunft des für die Glimmerbildung nötigen Kaliums und Aluminiums, wird auf die durch Quarz-Mikroklinverdrängung freiwerdenden Stoffe im Hangenden und auf den Natrium-Kaliumersatz (Albitisation) in liegenden Bereichen verwiesen. Es ergäbe sich hiermit ein einleuchtender Zusammenhang zwischen Feldspat-Quarzverdrängung, Albitisation und Glimmerkristallisation. Daraus wiederum Schlüsse auf die Dauer und das Alter der Quarzkristallisation bezogen auf die übrigen metasomatischen Vorgänge im Gestein in der Form, daß Quarz bereits vor der jungen Kalifeldspatisation (Anwachsränder) und der Albitisation sowie auch nachher noch mobil war. Die Albitneubildung und die Glimmerkristallisation verlangen aber gleichfalls Kieselsäure, so daß man von einer, vor der Kalifeldspatisation und der Albitisation einsetzenden und beide noch überdauernden Quarzkristalloblastese sowie von einer mit der Kalifeldspatisation und der Albitisation beginnenden, von Quarzkristallisation noch überdauerten Glimmerkristalloblastese sprechen kann. Die letzten Metasomatosen sind eng mit tektonischer Durchbewegung verbunden. Rekristallisationserscheinungen bei Glimmern, die zu überdimensionierten, nahezu unversehrten Kornformen führen, können gleich alt wie die letzte Quarzkristallisation sein, bleiben aber auf Einzelfälle beschränkt.

e) Verhältnis Deformation (Ka.):Kristallisation (Kr.):

Die beiden Gesteine a) und b) der lichtgrünen Serizitquarzite, Porphyroide usw. lassen sich diesbezüglich vergleichen und zeigen für

Quarz

	Komp. Qu. (a) (10 Schl.)	schieferige Seriz. Qu. (b) (12 Schl.)
Kr.-Gefüge mit schwacher nachkristalliner Ka.	30%	67%
Vorherrschendes Ka.-Gefüge	40%	0%
Kr.- und Ka.-Gefüge nebeneinander	30%	33%

Glimmer

	Komp. Qu. (a) (7 Schl.)	schieferige Seriz. Qu. (b) (12 Schl.)
Kr.-Gefüge mit schwacher nachkristalliner Ka.	57%	58%
Vorherrschendes Ka.-Gefüge	29%	16%
Kr.- und Ka.-Gefüge nebeneinander	14%	26%

Diese Übersicht zeigt, daß bei den tiefer gelegenen schieferigen Serizitquarziten (b) bezogen auf Quarz und Glimmer u. d. M. Kristallisationsgefüge vorherrscht und Deformationsgefüge zurücktritt, obwohl Anzeichen von Beanspruchung in fast allen Fällen (gilt besonders für Quarz) nach der Kristallisation existieren. Innerhalb der Quarz-Kr.-Produkte in den schieferigen Serizitquarziten (b) wird durch lagenweisen Korngrößenwechsel parallel s und rekristallisiertem Zerreibungsmörtel um Quarzeinsprenglinge eine vorkristalline Deformation mit Wahrscheinlichkeit angenommen. Das gleiche ist bei Glimmern durch polygonale Faltenbögen erwiesen. Somit kann für Quarz und Glimmer *bei beiden Gesteinsgruppen blastomylonitisches Gefüge* angenommen werden, *mit der Unterscheidung, daß bei den kompakten Quarziten (a) die Deformation, bei den schieferigen Serizitquarziten (b) die Kristallisation überwiegt.* Soweit Deformationserscheinungen an albitisierten Kalifeldspaten erkennbar sind, zeigen sie dasselbe Ka. : Kr.-Verhältnis wie Quarz. Im kalifeldspatisierten Gestein sind Rupturen im Mikroklin von Quarz und Kalifeldspat ausgeheilt, daneben aber Anzeichen von Deformation erhalten, so daß man trotz der spärlichen Beobachtungen auch die Gefügeänderungen durch Kalifeldspatneubildung zeitlich mit jenem des Quarzes vergleichen kann. Unmittelbare und wahrscheinlich mittelbare Teilbewegungen

ergeben somit wahrscheinlich auch für Feldspate blastomylonitische Gefügebilder.

B. Hellgraue Arkose- und Konglomerattektonite und feinkörnige Phyllite und Phyllonite.

1. Allgemeines, Verbreitung:

Eingangs wurde eine Abtrennung dieser Gesteinsgruppe von den lichtgrünen Serizitquarziten, Porphyroiden und Arkosen bereits erwähnt. Der deutlich auffallende Farbunterschied, die charakteristische stratigraphische Lage und die mikroskopischen Befunde sind Begründung dafür. Die vorherrschend hellgraue Färbung, deren Ursache u. d. M. als fein verteiltes oxydisches Erz erkennbar wird, ist im frischen Aufschluß unbedingt erkennbar. Scheinbare Übergangsformen (grau- und grüngefleckte Gesteine) als unmittelbar Liegendes der lichtgrünen Serizitquarzite usw. (A), sind als stark ausgewalzte Arkose- und Konglomerattektonite (B) zu deuten. Für eine petrographische Zusammengehörigkeit der beiden Gesteinsarten (Arkose- und Konglomerattektonite, feinkörnige Phyllite und Phyllonite) in B ist nach den bisherigen mikroskopischen Befunden kein sicherer Anhalt gegeben. Da makroskopisch wie mikroskopisch Ähnlichkeiten vorliegen, werden sie in einem Abschnitt, aber vorerst als zwei voneinander unabhängige Gesteine behandelt.

Verbreitung: In nördlichen Teilen der Rettelwand mit größter flächenmäßiger Ausbildung. Nordöstlich davon in den begrenzenden Kämmen des Schönbergergrabens bereits eng mit lichtgrünen Serizitquarziten usw. (A) verfaltet in mehreren tektonischen Wiederholungen. Im Wandprofil, Tödtengruben, Wildenbach und Gmünderbach ist B gleichfalls eng mit A verfaltet. Im Krummbachprofil fehlt B bzw. dürfte unaufgeschlossen unter A liegen, was mit der tektonischen Ansicht, daß die lichtgrünen Serizitquarzite usw. (A) — und die darunterliegenden Gesteine der Gruppe B — nach Osten untertauchen, harmoniert.

Andere Vorkommen in der Tauernhülle sind nach Literaturvergleich nur unsicher auffindbar. Als Vormeinung möchte ich jedoch aussprechen, daß man sie auch anderswo mit typischen Gesteinen der Gruppe A vorfinden wird. Bei *Stark* (L. 55, S. 27—38) sind Gesteine beschrieben, die mikroskopisch meiner Gruppe B zu entsprechen scheinen. Beschreibungen *Sanders* (L. 45, S. 225, 237, 245, 248, 249, 265) machen allgemein ein Auftreten der Gesteine B am Tauernwestende wahrscheinlich. Sie dürfte mit dem Geröll- und Knollengneisen vergleichbar sein.

Die aufgeschlossenen Mächtigkeiten variieren zwischen 50 und 150 m.

2. Makroskopische Beschreibung:

Trotz starker tektonischer Beanspruchung lassen sich innerhalb B konglomeratisch-arkoseartige Tektonite und feinkörnige Phyllite und Phyllonite meistenteils trennen.

a) Arkose und Konglomerattektonite:

Hellgrau, dunkelgrau und erbsengrün gefleckt, mit Komponentengrößen (normal B) von 3 cm bis kleiner als 1 mm, fast immer um ein Vielfaches ihres Durchmessers normal B in B bzw. in s gelängt. Sie sind kalzithältig oder zeigen Hohlräume ausgewitterten Karbonates. Starke Deformation läßt meist das Ausgangsgestein nur mehr undeutlich erkennen. Nur im oberen Schönbergergraben (Ostabhang des westlichen Begrenzungshanges) sind sichere Konglomerate mit nicht ausgewalzten Komponenten sowie alle Übergänge in schulmäßiger Serie bis zum typischen Tektonit vorhanden. Gleichzeitig ist eine unzweifelhaft sedimentäre Grenze zwischen zentimetergroßen Komponenten konglomeratischen Gesteines (a) und einem feinkörnigen, bläulichgrauen, schieferigen Gestein (b) aufgeschlossen. Sie treten immer als unmittelbar Liegendes der lichtgrünen Serizitquarzite usw. (A) auf.

b) Feinkörnige Phyllite und Phyllonite:

Hellgrau bis mittel- und blaugrau, je nach dem Grad der Phyllonitisierung kompakter oder blätteriger. In den kompakten Varietäten (nur im Schönbergergraben erhalten) Feinschieferung mit 1 bis 2 mm Abstand durch dunkelgrauen Erzbelag auf s. Wechselnd kalzithältig, erbsengrüne ovale Flecken (Schnitt normal b; Abb. 10) durchsetzen schräg zur Schieferungsfläche (Schnitt normal a) als schlauchförmige Gebilde das Gestein. In den stärker durchbewegten Bereichen erscheinen die gleichen Flecken als in s liegende Flasern. Bei phyllonitischer Ausbildung ist das Ausgangsgestein nur noch schwer erkennbar, da das unter a) beschriebene Gestein gleichfalls mit Korndurchmessern von kleiner als 1 mm bekannt ist. Vorkommen: Rettelwand, Schönbergergraben, Wildenbach, Gmünderbach; jeweils als Liegendes zu a).

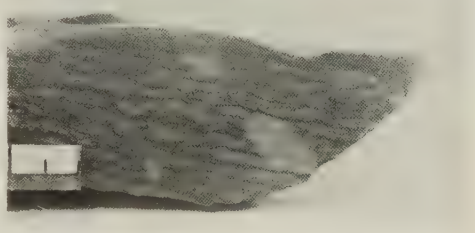


Abb. 10. Handstückanschliff normal b; feinkörniger Phyllit mit erbsengrünen Flecken und Feinschieferung (durch oxydisches Erz erkennbar). Oberer Schönbergergraben.

3. U. d. M.:

35 Dünnschliffe aus folgenden Gebieten: Rettelwand, Schönbergergraben, Tödtengruben-Wandalmprofil, Gmünderbach und Wildenbach. Den nachfolgenden Beschreibungen ist die feldgeologische Zweiteilung zugrunde gelegt.

Quarz:

Im Gegensatz zu den lichtgrünen Serizitquarziten, Porphyroiden und Arkosen (A) ist ein Korngrößenunterschied in Einsprenglinge und Zwischenmasse nicht gegeben. Von maximal 1·5 mm bis 0·002 mm

(normal b) sind alle Zwischengrößen an Kornquerschnitten vertreten. Wo tatsächlich eine Trennung der Quarze in zwei Größengruppen möglich ist, lassen sich die großen Körner besser als sedimentäre Komponenten, denn als porphyrische Einsprenglinge deuten. Korrosionsmerkmale oder idiomorphe Kornformen fehlen. Daß Deformation den Korngrößenunterschied und porphyrische Merkmale so verwischte, ist nicht glaubhaft, weil Proben von gleich beanspruchten lichtgrünen Serizitquarziten usw. (A) beides unzweifelhaft zeigen.

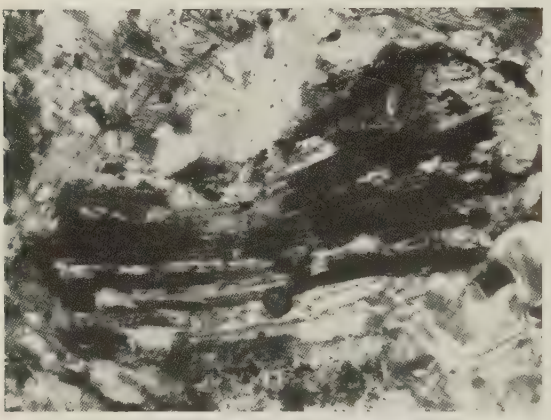


Abb. 11. Opazitische Anreicherungen in Gestalt ehemaliger Glimmerkörner mit wenig Überresten von Glimmer. Oberer Schönbergergraben. Ohne Nikol; ca. 200fache Vergrößerung.

Alle Quarzkörner besitzen Anzeichen von Kataklase und Kristalloblastese (Rupturen, Undulation, Sammelkristallisation, ein- oder umschlossene Serizite, Chlorite und Erzschüppchen), wobei in zahlreichen Fällen die Kr. über die Ka. vorherrscht. Die in Quarzen eingeschlossenen Glimmer- und Chloritschüppchen unterscheiden sich größenmäßig nicht so deutlich von den frei im Gefüge liegenden, wie dies häufig bei den lichtgrünen Serizitquarziten (A) der Fall ist. Mengenmäßig ist meist Quarz vorherrschend.

Hellglimmer:

Schwach hellgrün, leichter Plochroismus, Kornquerschnitten normal b von maximal 1·5 × 0·9 mm bis 0·005 × 0·002 mm und noch kleiner. Häufig in Filzen und Strömen parallel s, und in sperrigem Balkenwerk in Feinlagen zwischen s auftretend. In s oft dunkle Einlagerungen parallel der Spaltbarkeit. $2V\alpha$ ergaben bei einem Hellglimmer mit Einlagerungen 40—42°, bei vier Körnern mit mehr oder weniger dunklen Einlagen Winkel zwischen 23 und 40°. Die Einlagen sind mit TiFe-Ausscheidungen gebleichter Biotite vergleichbar. Veränderung der Einlagerungen zu Leukoxen bzw. schon umgrenzten Titanit, ist nicht selten feststellbar.

Neben dunklen Einlagerungen treten opazitische Streifen und Erzkristalle zusammen mit Quarz und wenig Hellglimmer auf, die eine ursprüngliche Glimmerform abbilden (Abb. 11). Eine Mobilisation der ehemaligen Fe-Mg-Silikat-Substanz, an deren Stelle jetzt zum Teil Quarz liegt, wäre in der Form anzunehmen, daß eine Glimmersubstanz ohne Fe und Mg als Hellglimmer in der gegenwärtig vorliegenden Hellglimmermasse — aber auch an Ort — neukristallisierte. Mit anderen Worten handelt es sich um „Biotitausbleichungen" in der bekannten Form, verbunden mit Hellglimmerneu-

kristallisation. (Daß außerdem primärer Hellglimmer vorlag, soll damit nicht in Abrede gestellt werden.) Daneben existieren Parallelverwachsungen von Chlorit mit Hellglimmer. Daß auch zirkulierende Fe-haltige Lösungen Einlagerungen verursachten, widerspricht nicht dem allgemeinen Bild der Metamorphose.

Das Verhältnis Kristalloblastese zu Deformation ist gekennzeichnet, durch Nebeneinanderauftreten von Ka. und Kr., wobei Kr. vorherrscht. Trotzdem muß eine schwache Deformation nach der Kristallisation festgehalten werden. Mengenmäßig folgt Glimmer nach Quarz, steht aber noch vor Feldspat. In wenigen Schliffen dominiert Glimmer über Quarz (Schlifflagen normal b).

Feldspat:

(37 U-Tischmessungen.) Keine Kalifeldspate. Zur Auswertung der Plagioklasmessungen wurden die *Reinhard*schen und *Köhler*schen Kurven, sowie die Methode der maximalen Auslöschungsschiefe nach *Ebert* angewendet. Soweit es Korngröße und Lamellenbreite gestattete, wurden alle drei Methoden angewandt. Es zeigte sich, daß für Plagioklase der Tauernkristallisation innerhalb des Arbeitsbereiches alle Methoden, insbesondere die nach *Reinhard* und *Köhler* anwendbar sind und die Ansprüche des Petrographen befriedigen. In der Kritik zur Anwendung der *Reinhard*-Kurven bei Plagioklasen saurer Ergußgesteine kann keine Stellung bezogen werden, da selbst in den Porphyroiden (A) keine ursprünglichen Plagioklase existieren. Es sind durchwegs Pseudomorphosen von Ab_n nach den ursprünglichen Einsprenglingsplagioklasen und vollständig neukristallisierte Albite oder (in Gruppe A) schachbrettalbitisierte Kalifeldspate, also wiederum Derivate einer Metamorphose.

Ab_{neu} : (Ab_1 *Sanders*) Ab_{93-100}, Verzwilligung nach dem Albitgesetz. $2V\gamma$ zwischen 72 und 78°. Unregelmäßig verzweigte Korngrenzen und Interngefüge von Serizit, Karbonat, oxydischem Erz und Quarz beweisen (wie in Gruppe A) ihre Bildung im vorliegenden Gestein. Schwache Anzeichen von Deformation. Außer den Interngefügen einschlußfrei. Selten verbogene Lamellen, Kornquerschnitte wie Quarz.

Ab_n tritt frei im Gefüge und als breiter einschlußfreier Anwachsrand an Schachbrettalbit und an Ab_{alt} auf. Mengenmäßig ist Ab_n häufiger vorhanden als in der Serie A und erreicht mitunter sogar die Menge des Quarzes, im allgemeinen aber ein Fünftel bis ein Zehntel desselben (Schlifflagen normal b).

Ab_{alt} : Kornquerschnitte (normal b) zwischen 0·02 und 1·5 mm, in einzelnen Schliffen nicht selten größer als Quarz. Der an 14 typischen Körnern gemessene An-Gehalt ergab Werte von 0 bis 10%. Die meisten Messungen zeigen 4 bis 5% An. Die dazugehörigen $2V\gamma$ liegen zwischen 74 und 81°, die meisten zwischen 76 und 78°. An Zwillingsgesetzen ist Albitgesetz vorherrschend, Karlsbader- und

Komplexgesetze (Ab-Ala-B, Aklin oder Manebach-Ala) seltener vertreten. Mengenmäßig ist Ab_a seltener als Ab_n. Er tritt einzeln und in nestförmigen Aggregaten mit oder ohne Quarz, jedoch fast immer stark zerbrochen auf. Die Rupturen sind von Ab_n und Quarz ausgeheilt. Der Unterschied zwischen Ab_a und Ab_n liegt vielleicht in einer *statistisch* ermittelbaren etwas höheren Basizität der Ab_a und im Vorhandensein von Komplex- und Parallelzwillingen. Die durchwegs schmale Lamellierung, mäßig viel bis wenig Seriziteinschlüsse (feldspateigene Mikrolithen) zusammen mit grauem Staub und etwas Karbonat, insbesondere aber typisch vorkristalline Zerbrechungen und Lamellenverbiegungen, sowie zum Teil eigengestaltliche Korngrenzen lassen trotz des ähnlichen Chemismus wie Ab_n den Schluß zu, daß sie ältere Plagioklase sind, die möglicherweise ehemals basischer (?) waren. Anwachsränder von einschlußfreiem Ab_n (mit ri) bestätigen den Altersunterschied außerdem. Die Breite der Anwachsränder (ebenso Anwachsränder an Schachbrettalbiten) zeigen Zusammenhänge mit der Feldspatfüllung. Es sind alle Übergänge von Ab_a mit schmalem Rand und dichter Füllung zu Ab_a mit sehr breitem Rand und nur noch fleckenweiser, lockerer Füllung vorhanden. Außerdem wird mit Zunahme der Ab_n-Ränder die typisch schmale Lamellierung seltener. Ich deute das (analog Mikroklin-Schachbrettalbit-Ab_n in Serie A) als *Zwischenstadien einer Pseudomorphose von Ab_n nach Ab_a*. Die Abtrennung eines $Plag_{II}$ wie *Exner* sie vornimmt, und dazu bei Einzelmessungen 3% bis nur 1% An-Gehalt als Unterschied anführt, ließ sich bei meinem Material nicht durchführen, da die Meßungenauigkeit mindest 2% beträgt. Eine Unterscheidung nur nach dem Aussehen des Kornes, die bedeutend subjektiver ist, kann mit Sicherheit nur die Endglieder der Übergangsreihe erfassen. Diese wären mit meinen Plagioklasen verglichen $Plag_I$ (= Ab_n) und $Plag_{III}$ (= Ab_a). Die dazwischenliegenden Übergangsbildungen sind meiner Ansicht nach mit der Metamorphose hinreichend definiert.

Schachbrettalbit: Korngrößen wie Ab_a, aber seltener als diese. Tritt einzeln oder als Korngruppe zusammen mit größeren rupturellen Quarzen auf. Gleich aussehend wie die Schachbrettalbite der lichtgrünen Serizitquarzite, Porphyroide usw. (A) mit den Unterschieden, daß keinerlei Kalifeldspatreste, sowie keine einsprenglingsartigen Kornformen existieren und die Ab_n-Ränder breiter sind als in Gruppe A. Einschlüsse: Kalzit (der Menge nach abhängig vom Kalzit im umgebenden Gefüge), Zoisit(?), rhomboederförmiges Fe-hältiges Karbonat und leukoxenartige Substanz. Mengenmäßig ist Schachbrettalbit in der Gesteinsgruppe B seltener vertreten, als in Gruppe A.

Die Untersuchungsergebnisse von gut erhaltenem granitischem Geröll vorwegnehmend, machen wahrscheinlich, daß die Schachbrettalbite in den Konglomerattektoniten mit den Schachbrettalbiten aus Granitgeröllen identisch sind. Ihr unterschiedliches Aussehen von die-

sen ist allein dadurch begründet, daß sie durch Zerbrechungen des ursprünglichen Gefügeverbandes stärker der Ab_n-Kristallisation ausgesetzt waren. *Somit muß im Gegensatz zur Gesteinsgruppe A festgehalten werden, daß in der Gruppe B mit Wahrscheinlichkeit keine Schachbrettalbitisierung von Kalifeldspat stattfand, sondern alle Schachbrettalbite sedimentärer Herkunft sind.*

Chlorit:

Ein auffallender Unterschied zu den lichtgrünen Serizitquarziten usw. (A) ist das Vorhandensein von Chloriten in B.

In Korngröße und Deformation wie Hellglimmer, aber mengenmäßig seltener. Nach optischen Daten wahrscheinlich Klinochlor. Parallelverwachsungen von Hellglimmer mit Chlorit sind häufig. Sporadisch erhaltene Biotitreste und Erzbildungen in unmittelbarer Nähe sprechen für eine Chloritisierung älterer Biotite.

Oxydisches Erz, Titanit (bzw. Leukoxen, Epidot):

Die Graufärbung des Gesteins rührt von einer gleichmäßigen oder in s verdichteten Verteilung oxydischen Erzes her. Ein Miteinandergehen von Glimmer, Chlorit und Erz ist statistisch evident.

Das Erz tritt in Schüppchen oder Aggregaten auf und ist meist Ilmenit, seltener Hämatit. Seine Herkunft aus ehemaligen FeMg-Silikaten — wahrscheinlich Biotit — ist in einigen Dünnschliffen durch „Erzpseudomorphosen" nach den ehemaligen FeMg-Silikat sehr wahrscheinlich (siehe Abb. 11).

Leukoxenisierungen in allen Stadien bis zum fertigen Titanit und Epidotneubildungen mit zum Teil rötlichem Kern (Orthit) begleiten das Erz wechselnd häufig und dürften auf die Anwesenheit von Ca zurückzuführen sein. Ihre Korngrößen sind denen der Erzkörner ähnlich. Mengenmäßig kann diese hier genetisch eng verbundene Mineralgruppe nicht als Akzessorium bezeichnet werden.

Karbonat: Meist diffuser Kalzit (Lembergfärbung), mit Quarz und Ab_n manchmal Anreicherungen bildend. Quarz, Albit und Kalzit schließen sich gegenseitig wechselnd ein, selten gebogene Kalzitzwillingslamellen, im Verhältnis Kristallisation zur Deformation wie Quarz und Ab_n; eventuell kristalloblastisch beide noch überdauernd. Die Korngrößen sind variabel bis zu denen der größten Quarze. Mengenmäßig unterschiedlich vorhanden, im allgemeinen aber weniger als Ab_n Manchmal auch nur mehr aus löcherigem Gefüge erschließbar. Vereinzelt existiert auch stark limonitisiertes rhomboederförmiges Fe-hältiges Karbonat (zum Teil ausgewittert).

Akzessorien:

Turmalin in kurzen idiomorphen Stengeln. Korngestalt und eingeschlossene Erzschüppchen zeigen, daß Turmalin im vorliegenden Gestein entstand und daß er jünger als Fe-Erz (= Entmischung der alten FeMg-Silikate) ist. Weiters tritt Apatit in rundlichen Kornformen (einschlußlos und einschlußreich) und freier Zirkon auf (gleichfalls ohne Eigengestalt).

Gesteinseinschlüsse: 6 Dünnschliffe von fast nicht deformierten Gesteinskomponenten ließen zwei verschiedene Gesteine erkennen, die maßgeblich an der Zusammensetzung der Arkose- und Konglomerattektonite beteiligt sind.

Gneis:

Quarz: 0·5—2·5 mm Kornquerschnitte, rupturell, unregelmäßig begrenzt, innig mit Feldspat verknüpft. Die Ka. ist jünger als die Kr. und ist mitunter durch Zerreibungsdetritus gut erkennbar.

Plagioklas: (12 U-Tischmessungen) Ab_{95-100}, Albit und Karlsbaderzwillinge, längliche Leisten und unregelmäßige Kornformen, eng mit Schachbrettalbit und Quarz verknüpft, zweihälftig und schmal lamelliert, zerbrochen und geknickte Lamellen. Als Einschlüsse staubförmiges Pigment, wenig Serizit und Karbonat, Fe-Karbonat und oxydisches Erz. Ab_n-Anwachsränder, nicht sicher nachweisbar (Ab_n tritt nur an verheilten Rupturen der Gesteinseinschlüsse auf). $2V\gamma$ 76—81°.

Es handelt sich hier wahrscheinlich um den in den Konglomerattektoniten ausführlicher als Ab_a beschriebenen Plagioklas. Die fehlenden oder nur an Rupturen auftretenden Ab_n-Bildungen besagen, *daß Ab_n nicht zum Mineralbestand des die Gesteinseinschlüsse bildenden Gesteines gehört.*

Schachbrettalbit: Unregelmäßig amöboide Kornformen, eng mit Quarz und Ab_a verknüpft, mit typischer Schachbrettalbitlamellierung. Ab^n-Bildungen wiederum hauptsächlich an Rupturen gefunden. Unterscheidbar von den bisher bekannten Formen durch häufige Einschlüsse von Fe-Karbonat und oxydischem Erz. Für granophyrische Verwachsungen in der Art des Schriftgranites, sind unsichere Anzeichen vorhanden.

Oxydisches Erz, Titanit: Meist Ilmenit, seltener Hämatit. In unregelmäßigen Schuppen, mit Chloritresten zusammen, noch die ehemaligen FeMg-Silikatkornformen zeigend. Leukoxenbildungen sowie fertige Titanite sind ständige Begleiter.

Glimmer: Der Hellglimmer fehlt diesen Einschlüssen bis auf wenige Ausnahmen. Hingegen sind ehemalige Biotite(?), wie schon vermerkt, aus opazitischen Negativen erkennbar. Sie werden zum Teil als Erz- und Hellglimmerquelle innerhalb der Konglomerattektonite betrachtet.

Karbonat: Fe-Karbonat, braun gefärbt in schön rhomboedrischen Kornformen, oft ausgewittert. Kein diffuser Kalzit.

Akzessorien: Apatit, Epidot und eine nicht näher bestimmbare Hornblende, die zum Teil Quarz und Plagioklas durchdringt.

Zusammenfassend liegt ein stark erzhältiges Quarz-Albitgestein vor, dessen Ausgangsgestein noch in größerer Menge ein FeMg-Silikat (Biotit?) enthielt und dem Gefüge, wie dem Mineralbestand nach mit Tauerngneis vergleichbar sein dürfte.

Quarzit.

Quarz: 0·15—0·75 mm Kornquerschnitte mit vorherrschendem Kr.-Gefüge und schwacher Undulation. Feldspat fehlt vollständig. Chlorit und Glimmer eng miteinandergehend, fast immer auch mit oxydischem Erz verknüpft, zeigen noch schwach pleochroitische Biotitreste. Oxydisches Erz in körneligen Aggregaten nicht selten von Quarz eingeschlossen. Längliche Erzaggregate könnten Hinweise auf ehemalige Glimmerkornformen sein.

Titanit- und Epidotbildungen fehlen, sie treten aber sofort außerhalb der Gesteinseinschlüsse auf, wo Feldspat vorhanden ist. Leukoxenisierung und Epidotbildung sind wahrscheinlich der Metamorphose (Kalzit-, Quarz-, Ab_n-, Hellglimmer-Kr. u. a. m.) anzuschließen.

Zusammenfassend liegt gegenwärtig ein *erzhältiger Quarzit* vor, der möglicherweise früher Biotit enthielt. Es ist unwahrscheinlich, daß im Ausgangsgestein Feldspate vorhanden waren.

Soweit in den Konglomerat- und Arkosetektoniten ein *Bindemittel* zwischen den Quarzeinschlüssen trotz Deformation erkennbar ist, ist es eine kristalloblastische Masse aus vorwiegend Quarz, Hellglimmer und Kalzit, weniger Ab_n, oxydischem Erz und akzessorischem Turmalin. Es dürfte ein *sandig- bis mergelig-toniges Sediment* gewesen sein.

b) Feinkörnige Phyllite und Phyllonite:

4 Dünnschliffe von Schönberger Ost- und Westkamm und Nordteil der Rettelwand.

Quarz: 0·2—0·02 mm Kornquerschnitte, mosaikartiges Gefüge. Bereichsweiser Korngrößenwechsel und in s gelängte Körner (Abbildungskristallisation?) deuten auf vorkristalline Deformation. Serizitschuppen und Karbonat eingeschlossen. Durchwegs undulös, aber ohne Rupturen. Quarz überwiegend.

Feldspat: Ab_n: Korngrößen wie Quarz, mengenmäßig $^1/_3$ bis $^1/_{20}$ von Quarz. Der gleiche Ab_n wie in Arkose- und Konglomerattektoniten (B, a) und lichtgrünen Serizitquarziten usw. (A) beschrieben. Zu vermerken sind noch Kalifeldspatneubildungen mit Mikroklingitterung in einem Dünnschliff aus dem Rettelwandkristallin.

Ab_a: Nur in einem Schliff (Rettelwand) als Aggregate von mehreren, zirka 0·5 bis 1·25 mm großen Körnern und als idiomorphe Einzelkörner. Zwei mehrfach verzwillingte Körner ergaben An-Gehalt zwischen 4 und 0% mit Albitverzwilligung, Zwilling nach (001) und Karlsbader- und Albitzwilling. Die Ab_a-Körnergruppen (vermutlich zerbrochene und rekristallisierte Einzelkörner mit Ab_n-Rupturverheilungen) sind in s gelängt. Querschnitte von 0·3 × 1·3 mm bis zu 0·8 × 2·5 mm. Mäßig viel Serizit, Karbonat, Epidot, Zoisit, als „feldspateigene" Mikrolithen. Vereinzelt Turmaline und oxydisches Erz als „feldspatfremde" Einschlüsse (ri) machen für Ab_a ein jüngeres Alter als Erz- und Turmalinkristallisation wahrscheinlich.

Trotz einsprenglingsartiger Einzelkörner sind die *Ab_a als Holoblasten* anzusehen. Turmalin und Erzeinschlüsse sowie der Vergleich mit den sich gleich im Gefüge verhaltenden (teilweise rotiert) sicheren Granatholoblasten sprechen dafür. Si in Ab_a ist nicht vorhanden. Das Fehlen von Porphyrquarzen trotz des hohen Quarzgehaltes des Gesteines spricht ebenfalls eher für eine nichtmagmatische Entstehung des Gesteines.

Glimmer und Chlorit: Kornquerschnitte 0·15 × 0·25 mm bis zu kleinsten nicht meßbaren Schuppen. Streng in s geregelt, mitunter ein zweites älteres s erkennbar. Vorherrschend Kr.-Gefüge mit schwacher Deformation in s. Aussehen (auch dunkle Einlagerungen), Achsenwinkel und Deutung der Genese wie bei Hellglimmern in den Konglomerattektoniten. Parallelverwachsungen mit Chlorit.

Interessant sind ziemlich reichlich vorhandene, frischaussehende *Biotite* (in geringerer Menge als Hellglimmer) mit deutlichem Pleochroismus von hellbraun zu schwarzbraun, zum Teil randlich chloritisiert. Der Erhaltungszustand, wie quer zur Schieferung stehende Körner und ein unbeschädigtes Korn in kristalloblastischem Mosaik eines heterokinetischen Hofes an Ab_a weisen neben dem stark kristalloblastischen Charakter des Gesamtgefüges auf *Neubildungen* im vorliegenden Gestein hin. Vom Hangenden desselben Gesteines sind keine Biotite mehr bekannt, dafür aber reichlich oxydisches Fe-Erz zusammen mit Hellglimmer, Titanit und Epidot. Eine Diaphtorese des neugebildeten Biotits in höheren Lagen würde diese Beobachtung verständlich machen. Ebenso könnten die diaphtoritischen Biotite in den Tauerngneisgeröllen der Arkose- und Konglomerattektonite da angeschlossen werden. Mengenmäßig liegt Glimmer immer unter Quarz.

Chlorit entspricht im Verhältnis Kristallisation zur Deformation den Hellglimmern; die optischen Daten sprechen für Klinochlor. Pseudomorphosen machen die Abstammung der Chlorite von Biotit und Granat wahrscheinlich.

Oxydisches Erz, Titanit, Epidot: Unregelmäßige, manchmal leistenförmige Ilmenite, seltener Hämatite (Unterscheidung nach Durchlichtfarbe) mit Übergängen zu Titanit. In liegenden Bereichen mengenmäßig nur Übergemengteil, in den oberen Grenzbereichen zu Arkose- und Konglomerattektoniten (a) Hauptgemengteil. Sie zeigen besonders da eine Feinschieferung durch Anhäufung in s. Mit Erz eng verbunden sind mäßige Titanit- und seltener Epidotneubildungen. Biotitdiaphtorese dürfte wahrscheinlich die Ursache der Erzbildung gewesen sein.

Im Handstück auffallend hellgrüne Flecken, sowie ein gleichfärbiger Reaktionssaum an der Grenze Konglomerattektonite (a) — feinkörnige Phyllite (b) ist mikroskopisch durch eine vollständige Vertretung von Erz durch Titanit, Epidot erkennbar, ohne dadurch das Gefüge zu verändern (Abb. 10). In derartigen Flecken, die nicht immer in s liegen (einmal durchsetzen sie die Schieferungsebene schräg, als längliche, scharf abgegrenzte Röhren), wie auch im Reaktionssaum der Gesteinsgrenze setzt sich das Extern durch Hellglimmer, oxydischem Erz und Titanit vorgezeichnete s als Hellglimmer, Epidot- und Titanit-s ungestört fort. Die Flecken könnten auf Grund der Mineralumwandlung auf ehemaligen lokalen Ca-Reichtum hinweisen. Noch mehr dafür spricht der Reaktionssaum ($^1/_2$ cm breit) in den feinkörnigen Phylliten, der die karbonatärmeren Phyllite (b) gegen die kalkreicheren Tektonite (a) abgrenzt (Abb. 12). Die hellgrüne Farbe stammt von Epidot und dem schwach hellgrünen Glimmer. Unter den Epidoten sind solche mit rötlichbraunem Kern nicht selten zu finden (Orthite).

Karbonat: Ist aufschlußweise unbeständig, mitunter isolierte Quarz-Kalzit-Linsen parallel s.

Granat: Nur aus nördlichen Bereichen der Rettelwand bekannt. In stratigraphisch höheren Horizonten desselben Gesteines nicht bekannt. Kornquerschnitte 0·5 bis 0·75 mm, deutliche Rupturen, mitunter idiomorphe Querschnitte, Quarz- und Biotit-si ist zum Teil durch eine später (bezogen auf Granatkristallisation) erfolgte Drehung des Holoblasten verlegt, zum Teil aber auch unverlegt. Randlich mitunter Biotitbildungen. Eine Pseudomorphose von Chlorit nach Granat mit noch erhaltenen Granatresten weist auf einsetzende Diaphtorese der Granatholoblasten hin.

Akzessorien: Idiomorphe Turmaline wie in den Arkose- und Konglomerattektoniten (B, a). Mitunter Regelung in s. Seltener sind rundliche bis längliche Apatite.

Altersunterscheidungen der Mineralkristalloblastesen sind wegen zu geringem Untersuchungsmaterial nur als Vormeinung anzugeben und folgend zu reihen:

Jung Ab_n, Quarz, Karbonat (Kalifeldspat), Ab_a.
Hellglimmer, Chlorit, Turmalin.
Oxydisches Erz.

Alt Biotit, Granat, Quarz.
Quarz.

Abb. 12. Handstückanschliff normal b; erbsengrüner Saum an der Grenze Konglomerattektonit: feinkörnigem Phyllit (Ersatz von oxydischem Erz durch Epidot und Titanit mit beibehaltenem Schieferungs-s). Oberer Schönbergergraben. (Oben cm-Einteilung.)

In der Frage nach dem *Ausgangsgestein* stütze ich mich auf die primär sedimentäre Grenze Arkose- und Konglomerattektonite: feinkörnige Phyllite und Phyllonite im oberen Schönbergergraben, und darauf, daß der Mineralbestand nicht gegen ein sedimentäres Ausgangsgestein spricht. Ich halte die feinkörnigen Phyllite und Phyllonite für ein *metamorphes Derivat eines ehemals sandigen, zum Teil tonigen bis mergeligen Sedimentes.* Auf die gleiche Schlußfolgerung für die Einbettungsmasse der Gesteinseinschlüsse bei den Arkose- und Konglomerattektoniten sei hingewiesen.

C. Quarzit-, Phyllit-, Karbonatgesteinsserie. (Hangendste Gesteinsgruppe.)

1. Allgemeines, Verbreitung, Gliederung.

Mit diesem Sammelbegriff werden quarzitische, phyllitische und kalkig-dolomitische Gesteine benannt, die das Hangende zu den licht-

grünen Serizitquarziten, Porphyroiden usw. (A) bilden. Sie zeigen die gleiche Tektonik wie Gruppe A und auch B und sind gleich jenen durch Wiederholungen (verursacht von Einengung) charakterisiert.

Im Querprofil Tödtengruben-Richbergkogel sind drei große Wiederholungen feststellbar. Eine südliche von Schönberger-Hochleger über Tödtengruben-Hochleger, Weißbachlalm, Gmünd, eine mittlere im Geländestreifen Wirtshaus Ötschen, Schönbergergraben (Straßenaufschluß), Astach, Gerlostalalm, Kellneralm und eine nördliche als Begrenzung zum Quarzphyllit, Gerlosbachklamm nördlich Ötschen, Stinkbach, Außerer-Hütten, Richbergkogel, südlich Ihßkogel, mittlerer Neederbach, oberer Falschbach, Königsstein, Salzachbrücke. Im Bereich östlich von Gmünd kompliziert eine Tauchdecke, in der Gegend Gerlos bis Durlassboden eine schwächere Einengung die rein topographische Beschreibung.

Die Dünnschliffuntersuchung erstreckte sich, dem gestellten Problem entsprechend, vornehmlich auf quarzreiche Vertreter. Über phyllitische und karbonatische Seriengenossen existieren vorerst nur feldgeologische und Handstückuntersuchungen. Das Charakteristische dieser umfangreichen Gruppe ist die *enge petrographische Verknüpfung der einzelnen Gesteine,* die vorerst einen gemeinsamen Namen rechtfertigte. Rein petrographisch (ohne stratigraphische Rückschlüsse und ohne Aussage über unten und oben) ergibt sich folgende Unterteilung:

Weiße Quarzite Fe-Karbonatquarzite (quarzitische Breccien) Chloritquarzite	*Quarzitgesteine*
Schwarzglänzende Phyllite Hellgrünliche Phyllite Weiße Phyllite Chloritoidphyllite Rötlich-violette Phyllite	*Phyllitgesteine*
Kalke und Dolomite (karbonatische Breccien)	*Karbonatgesteine*

Mischtypen (meist petrographische Übergänge):

Quarz. und karb. Breccien	(quarz. Brecc., karb. Brecc., Chloritquarzit.)
Dolomit mit hellgrünl. Glimmer	(hellgelbl. Dolomit, hellgrünl. Phyllit.)
Serizitquarzit	(weißer Quarzit, weißer Phyllit.)
Bunte Phyllite, wechsellagernd	(schwarze Phyll., hellgrünl. Phyll., weiße Phyll.)

In Linsen eingeschaltete Grüngesteine (unter anderem Chloritphyllite, Diabase, Epidot-Chloritschiefer) wurden hier nicht behandelt. Auch Kalke und Dolomite wurden nicht genau bearbeitet. Sie sind mehr oder weniger metamorph. Fossile wurden in ihnen nicht gefunden. B-Achsen und Kataklase sind gleich wie in den untersuchten Gesteinsgruppen.

2. *Weiße Quarzite (blastomylonitische Arkosen und Quarzite):*

Makroskopisch: Neben Kalken und Dolomiten und den dunklen Phylliten feldgeologisch charakteristisch. Von grob- bis feinbankigem Gefüge mit mehr oder weniger limonitischer Braunfärbung, bis zu weißen, seidenglänzenden, mürben Serizitphylliten sind alle Zwischentypen vertreten.

Deutlich in s und stark in b gelängte Körner erzeugen ein körnelig bis flaserig, zum Teil stengeliges Gefüge mit unruhig gehöckerten s-Flächen. Serizit verleiht den s-Flächen der schieferigen Varietäten einen seidigen Glanz im Gegensatz zu den stumpf-weißlichbraunen bis weißlichgrauen serizitarmen, grobbankigen Quarziten. Die ursprüngliche, grobsandige Natur ist in Anwitterungsflächen und Handstückanschliffen mitunter erkennbar. Feinaderige bis meterdicke reine Quarzgänge, kein Karbonat. Harnische, B-Achsen, Mylonitisierungen sowie tektonische Großformen zeigen die intensive Beanspruchung des Gesteins.

U. d. M.: (12 Dünnschliffe.)

Quarz: Meist zwei Korngrößengruppen (ausgenommen Mylonite) trennbar. Von 3—0·2 mm resultieren bei nicht allzu starker Kataklase abgerundete Körner, ihre dichte Anordnung im Gefüge (statistisch unterschiedlich vom Porphyroidgefüge) sowie die Abrundung sind Hinweis auf sedimentäre Entstehung. Kristalloblastische Erscheinungen (Anwachsränder mit eingeschlossenen Seriziten, rekristallisierte Mörtelränder) sind trotz einer die Kr. überdauernden Ka. erkennbar. Korrodierte Quarze sowie idiomorphe Kornumrisse fehlen. Unter die Kornquerschnittsgruppe von 0·2 mm bis zu nicht meßbaren Friktionsdetritus fallen mylonitische und blastomylonitische Lagen in s. Sie sind zum Teil noch als feinkörniges Quarzbindemittel zu erkennen und zeigen dann in noch stärkerem Maße Quarz-Kr. Übergänge von Quarzzerreibsel bis zu lagenweisem Korngrößenwechsel, weisen auf Überlagerung von Deformation und Kristallisation im selben Bereich. Oblonge Kornformen in s (Schnitt normal b) erzeugen in stärker kristallinen Quarziten ein dem Bilde der „Kristallisationsschieferung" ähnliches Gefüge. Knauern und Gänge verschiedener Deformationsgrade vervollständigen das Bild eines blastomylonitischen Quarzgefüges.

Glimmer und Chlorit: Wie bei den lichtgrünen Serizitquarziten, Porphyroiden usw. (A) beschrieben. Scharfe Regelung in s sowie Bildung von Filzen und Strähnen. Einzelschuppen überschreiten nicht 0·1 × 0·02 mm. Im kristalloblastischen Quarz eingeschlossene Serizite unterscheiden sich größenmäßig von intergranular liegenden Einzelschuppen.

Eine andere Hellglimmerart, meist in s liegend, (schwach gelblich, Pleochroismus, dunkle Einlagerungen parallel der Spaltbarkeit, größere Körner) sind, soweit sie nicht der Deformation vollständig zum Opfer fielen (Filze und Knäuel), mit den diaphtoritischen Biotiten der hellgrauen Arkose- und Konglomerattektoniten usw. (B) zu vergleichen. Ob hier die Biotite (?) allothigen oder authigen sind, ist nicht mehr entscheidbar. Auch in diesem Gestein dürften neben Ent-

mischungen, Fe-Lösungen dunkle Einlagen verursacht haben. Vereinzelte, schwach deformierte Hellglimmerkörner lassen eine jüngere Glimmerkristallisation vermuten (vergleichbar mit Rekristallisation von Hellglimmer bei Gesteinsgruppe A und jungen Glimmerneubildungen in Seriengenossen der Gruppe C). Wenig Chlorit. Von erwähnten Rekristallisationen abgesehen, hat für Glimmer und Chlorit Ka. die Kr. überdauert.

Feldspat: Nur in vier Präparaten waren Feldspate vorhanden und da mit einer Ausnahme nur als Nebengemengteil. In zwei Schliffen sind diese von den Mikroklinen der Gruppe A ununterscheidbar. Insbesondere gleichen sie den unter „grünlichgraue kompakte Quarzite" (A, a) beschriebenen Mikroklinen. Gut abgerundete Kornformen und Fehlen von Feldspatkristalloblastese machen wahrscheinlich, daß sie erstens allothigene Mineralkomponenten darstellen und zweitens ihr jetziger Umwandlungszustand im wesentlichen schon vor ihrer Sedimentation existierte. Einmal sind vom unlamellierten Mikroklin bis zum Schachbrettalbit alle Zwischenglieder in gut gerundeten Kornformen vertreten. Ein anderes Mal fehlen die Mikrokline, dafür sind abgerundete gut begrenzte Schachbrettalbite mit Ab_{II}-Rändern vorhanden. Somit ist auch die allothigene Natur der Schachbrettalbite wahrscheinlich. Knöllchenartige Aggregate von manchmal zweihälftig lamellierten, einschlußfreiem Albit mit klarer rundlicher Abgrenzung zum umgebenden Gefüge machen den Eindruck von Gesteinseinschlüssen. Beständigkeit der Feldspate gegenüber Deformation ist auch hier gut beobachtbar. Rupturausheilungen durch Quarz. Bei fertigen Schachbrettalbiten als rupturelle Komponenten sind zwar lokale Albitausheilungen anzunehmen, die aber als örtliche Rekristallisationen für das Gestein ohne Bedeutung sind. Die Bedeutung der Feldspate in diesem Gestein liegt darin, daß aus Art und Umwandlungszustand ihre Herkunft erschließbar ist. Die oben genannten Mikrokline und deren albitisierte Derivate weisen diesbezüglich auf die hangenden Bereiche in den lichtgrünen Serizitquarziten, Porphyroiden usw. (A) hin. Albitaggregate und fertige, zum Teil feingemusterte Schachbrettalbitkomponenten könnten Hinweise auf den liegenden Bereich der Gesteinsgruppe A, oder auf die Arkose- und Konglomerattektonite (B) (knollenähnliche Albitaggregate!) sein. Wobei zum Teil eine zweite Sedimentation nicht auszuschließen wäre. Daß Tauerngneismaterial beteiligt sein kann, ist durch die Annahme einer Sedimentation von Material aus den Arkose- und Konglomerattektoniten (B) bereits mitbeachtet.

Akzessorien: Leukoxen (seltener Titanitkristalle), limonitische Substanz, oxydisches Erz (meist Ilmenit). Zirkon, Apatit und Turmalin (alle wahrscheinlich allo-

thigen). Aus dem weitest südlich entnommenen Dünnschliff (östlich Schönberg-Hochleger) sind idiomorphe Turmaline bekannt.

Das primäre *Ausgangssediment* dürfte *ein schwach ton- und Fehältiger Quarz- (Feldspat-) Sand* (mit klastischen Glimmern?) gewesen sein. Seine primär stratigraphische Lage ist unbedingt jünger, als die der Serizitquarzite, Porphyroide usw. (A), der Arkose- und Konglomerattektonite und feinkörnigen hellgrauen Phyllite und Phyllonite (B).

3. Graue (karbonathältige) Eisenglimmerquarzite:

Makroskopisch: Grau bis blaugrau gefärbt, mit allen Übergängen von grobbankigem Quarzit zu blauschwarzem Phyllit, immer in Nähe der auffallend schwarzen Muren und Rutschungen im Felde zu finden. Kalzit bzw. Dolomitgehalt ist nicht immer, doch sehr oft vorhanden. Sie tragen gut erkennbare B-Achsen.

U. d. M.: 8 Dünnschliffe von quarzitischen Vertretern dieser Gesteinsreihe, 5 Präparate aus Falschbachprofil (unterer Teil), und drei Vergleichsschliffe aus davon südlich und östlich gelegenen Bereichen.

Quarz: Korngrößenunterschied und sedimentär gerundete Kornformen sprechen für sedimentogenen Charakter. Allothigene Quarzkomponenten, Kornquerschnitte zwischen 0·2—2 mm und meist kristalline Zwischenmasse mit Kornquerschnitten von 0·02—0·2 mm bzw. bis zu nichtkristallisiertem Friktionsdetritus. Eingeschlossene kleinste Serizit- und Karbonatpünktchen, rekristallisierte Zermalmungsbereiche. Undulation fast immer, *Böhm*sche-Lamellen (nur in den Komponenten) und Quarz-Überindividuen ergeben das Gesamtbild blastomylonitischer Quarzgefüge. Im Verhältnis Kr. zu Ka. besteht gegensätzlich zu den weißen Quarziten ein stärkeres Hervortreten des kristalloblastischen Charakters. Dieser Tatsache kommt hauptsächlich regionaltektonische Bedeutung zu (Proben stammen aus schwach eingeengtem Bereich des unteren Falsch- und Krummbaches).

Hellglimmer: Optische Daten wie in lichtgrünen Serizitquarziten usw. (A). Kr.-Formen und Einzelschuppen erkennbar, in s Filze und Ströme mit teilweiser Rekristallisation. Kornquerschnitte von unmeßbar bis zu 0·4 × 0·2 mm. Auch hier durch Titaniteinlagen und Reste ehemaliger Körner Vermutungen auf früher vorliegende Biotite(?) möglich. Daneben in s limonitische Infiltrationen und sulfidisches (Pyrit) wie oxydisches Fe-Erz (Hämatit und Ilmenit). Parallelverwachsungen mit Chlorit sind häufig. Mengenmäßig ist Glimmer entsprechend der Eigenart der Gesteinsreihe vom Quarzit bis zum Phyllit sehr variabel.

Chlorit: Gleicht in Korngröße und Gestalt dem Glimmer. Den optischen Daten nach vermutlich Klinochlor. Der Menge nach hinter Hellglimmer stehend.

Karbonat: Kalzit: (Lembergfärbung) in unregelmäßig amöboiden Kornformen. Vom Nebengemengteil bis zum Hauptgemengteil (Kalkglimmerschiefer) vertreten. Eingeschlossene Hellglimmer und Quarze sprechen für eine die Quarz-Kr. überdauernde Kalzitkristallisation. Sehr selten Deformationsspuren. Fe-hältiges Karbonat: (Lembergfärbung ohne Reaktion), in kleinen Rhomboedern, Rhomboederaggregaten oder ausgewittert als rhomboedrische Löcher mit limonitischer Begrenzung. Selten oder gar keine Zwillingslamellen, meist limonitisch brauner Rand. Auch bei Fehältigem Karbonat ist, wie bei Kalzit, das Ende der Kristalloblastese wahrscheinlich

nach der des Quarzes zu setzen. Allgemein ist der stark quantitative Wechsel an Karbonat festzuhalten. Vollständig fehlendes Karbonat ist keine Seltenheit.

Fe-Erz, Leukoxen, Titanit: Eigengestaltliches sulfidisches (Pyrit) und oxydisches Erz (Ilmenit, Hämatit) und Übergänge zwischen den beiden, sowie Leukoxenisierungen und Limonitsubstanz in Lagen parallel s und bröseligen Aggregaten. Die dunkle bis graue Färbung des Gesteines stammt vom Fe-Erzgehalt. Die Menge dieser Minerale wechselt zwischen der Stellung als Hauptgemengteil und Nebengemengteil.

Akzessorien: Abgerundete Zirkone und Turmaline häufig. Epidot, Rutil und Apatit nur vereinzelt. In einem Dünnschliff ist als gut gerundete allothigene Komponente unlamellierter Feldspat vorhanden.

Das primäre *Ausgangssediment* dürfte ein *eisenreicher, tonigmergeliger Quarzsand* gewesen sein, wobei noch offen bleibt, ob primär-sedimentär schon Biotit und Hellglimmer vorlagen.

4. Eisenkarbonat Quarzite:

Makroskopisch rötlichbrauner bis schmutzig-brauner Quarzit, durch Aufnahme allothigener Gesteinskomponenten zum Teil die Grundmasse der nachfolgend beschriebenen quarzitischen Breccie bildend. Grob gebankt, helle Quarzkluftfüllungen (parallel und normal b) an ockeriger Anwitterungsfarbe unschwer zu erkennen. Vorläufig ist ihre regionale Verbreitung nur in der „Richbergkogelserie" *(Dietiker)* der nördlichsten, mein Arbeitsgebiet vom Quarzphyllit abgrenzenden Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinserie untersucht. Von den Quarziten (C 3) unterscheidet sie freisichtig der braun färbende Eisengehalt und der unveränderlich hohe Quarzgehalt. Vertreter mit weniger Quarz zugunsten des Glimmers wie bei jenen sind mir bis jetzt noch nicht begegnet. Hingegen scheint der Karbonatgehalt auch hier variabel zu sein.

U. d. M.: 3 Dünnschliffe.

Quarz: (Vorwaltend) Kornquerschnitte 0·25—0·75 mm, ovale bis rundliche Körner mit starker Undulation und Rupturen, mitunter noch sedimentär gerundete Kornformen zeigend. Kornquerschnitte von 0,2 mm bis unmeßbares, kataklastisches Quarzgefüge mit nur noch schlecht erkennbaren Kr.-Erscheinungen bilden zu ersterer Körnergruppe die Zwischenmasse.

Hellglimmer, Biotite und Chlorite: Flächenhafte oder länglich ausgezogene, feinschuppige Hellglimmerfilze (vollständig serizitisierte Feldspate oder phyllonitische Produkte klastischer Glimmer) in diese eingebettet wenig deformierte, große Muskowitkörner (0·8 × 0·3 bis 0·5 × 0·15 mm; wahrscheinlich Sammelkristallisation), undeformierte Biotite. Muskowit- wie Biotitbildungen dürften junge Kristallisationen aus dem Filzen darstellen, wobei dem Erhaltungszustande nach die Biotite wiederum jünger als die Muskowitkörner sein dürften. Die eigenartige Ausbildungsform der Biotite in besenartigen bis büschelartigen und radialstrahligen Aggregaten, sowie ein starker Pleochrois-

mus von dunkelbraun zu goldgelb und außerdem noch ihre junge Bildung, erlauben den Vergleich mit *Cornelius* Chrysobiotiten (L. 15, S. 218). Neubildungen aus Hellglimmerfilzen bei Teilnahme von Fe und Mg (z. B. des in Abbau befindlichen eisenhältigen Karbonates) würde die Bildung dieser Biotite am ungezwungensten erklären. Einzelchloritkörner und selten Chloritisierungen an Biotiten. In einem Schliff aus der Umgebung der Salzachbrücke (westlich Gasthaus Ronach) dominiert ein undeformiertes (jüngste Bildung) relativ stark lichtbrechendes und schwach doppelbrechendes (zum Teil anomal blaue Interferenzfarben), chloritähnliches Mineral mit gutem Pleochroismus von blaßgelblich-grün zu deutlichem lauchgrün. Vermutlich Thuringit oder Chamosit (zu kleine Körner zur genauen optischen Bestimmung). Chrysobiotit wurde nicht beobachtet, jedoch zeigt das Mineral dem Chrysobiotit ähnliche Kornaggregate. Ob es ein Umwandlungsprodukt aus Letzterem ist, bleibt vorerst offen. Mengenmäßig liegen Glimmer und Chlorit weit unter Quarz.

Karbonat: Eisenhältiges Karbonat (Lehmbergfärbung ohne Reaktion), schöne Rhomboeder, Rhomboederaggregate oder ausgewittert als limonitisch umsäumte Löcher. Keine Deformationsspuren, mengenmäßig variabel, aber immer unter Quarz liegend.

Nebengemengteile: Hämatit, Pyrit mit Hämatitrand und limonitische Substanz (braunrote Farbe des Gesteines!). Einmal sind allothigene, unlamellierte Kalifeldspatkörner, gegitterter Mikroklin und lamellierter Plagioklas vorhanden.

Akzessorien: Zirkon, Turmalin und Titanit (alle allothigen).

(C) 5. Chloritquarzit:

Lauchgrüner Quarzit innerhalb der Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie (Sunderauwald und Westabhang der Gerlossteinwand) mit Chlorit-Serizitphyllit durch Übergänge eng verbunden. Häufig räumlich mit Chloritoidschiefern zusammen vorkommend.

U. d. M.: 1 Dünnschliff (Westabhang Gerlossteinwand).

Quarz: Kristalloblastisches Mosaik, schwach undulös, mit im Quarz eingeschlossenen Serizit- und Chloritschuppen, die deutlich kleiner als die intergranularen Schuppen sind. Bereichsweiser Korngrößenwechsel spricht für vorkristalline Deformation. Kornquerschnitte zwischen 0·001 und 0·075 mm. Vereinzelt größere rundliche Quarzkörner mit noch sedimentären Kornformen. Zwei verschiedene s sind an Glimmern und Chloriten erkennbar.

Hellglimmer und Leptochlorite: Wie in den meisten bisher beschriebenen Gesteinen auch hier hellgrünlicher, schwach pleochroitischer Hellglimmer als Kr.-Schuppen in Lagen parallel s und in filzigen Strömen in s, wo er zum Teil limonitisch durchtränkt und nur noch schwierig von Umwandlungsprodukten ehemaliger FeMg-Silikate zu unterscheiden ist; Parallelverwachsungen mit Orthochlorit.

Mengenmäßig wie Hellglimmer tritt auch in diesem Gestein Chamosit oder Thuringit (nach optischen Daten wahrscheinlich) auf. Der starke Fe-Gehalt (Limonit) würde dem nicht entgegen stehen. Korngrößen

von 0·07 × 0·15 mm bis nicht meßbar. Nicht deformierte Körner in Hellglimmerfilzen besagen auch hier, daß die Lepochloritkristallisation jünger ist, als die Glimmerdeformation. Biotitreste innerhalb der Leptochlorite machen wahrscheinlich, daß Biotite an ihrer Bildung beteiligt sind. Diese Leptochlorite sind sehr gut mit den Leptochloritneubildungen in den Eisenkarbonatquarziten (C 4) zu vergleichen. Als *Nebengemengteil* durchtränkt limonitische Substanz die Glimmerfilze in s.

Akzessorisch sind Ilmenit, Titanit, sagenit- und leukoxenartige Substanz, Zirkon und Apatit vertreten.

Der Vollständigkeit halber seien unter den quarzitischen Vertretern der Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie noch Chloritoidquarzite (Nöckentalalm) genannt, deren Auftreten jedoch seltener ist. Sie stellen nach Feldbeobachtungen quarzreichere Chloritoidschiefer dar. Dünnschliffe liegen nicht vor.

(C) 6. Quarzitische und karbonatische Breccie:

a) Allgemeines, Verbreitung, Literatur:

Innerhalb der Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie treten sedimentäre Breccien auf, welche sich im Felde nach dem Bindemittel in *quarzitische* und *karbonatische* trennen lassen, aber petrographisch Übergänge zeigen. Ihre geographische Position entspricht den übrigen Seriengenossen dieser Gesteinsgruppe (C). Sie wurden im nördlichen Zug der Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie (C) von der Gerlosklamm (nördlich Wirtshaus Ötschen) bis zur Salzachbrücke in fast zusammenhängenden Aufschlüssen begangen. Der Großteil des bearbeiteten Materials stammt aus dieser Zone. In den südlicher gelegenen Serien wurden die Breccien an verschiedenen Stellen im typischen Gesteinsverband, jedoch zum Teil höher kristallin von *Schmidegg* und auch von mir festgestellt (östlich Ramsau, Schönberg, Tödtengrubenkamm, Fürstalm, Arbiskogel, Schönbichl, unterer Schönbergergraben, Auerschlag-Alm). Sie sind wahrscheinlich ständige Begleiter der Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserien (ähnliche Verhältnisse auch bei *Sander*, L. 48, S. 278). Diese Breccien innerhalb der nördlichsten Serie der Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteine wurden in der Gerlos erstmalig von *Dietiker* (L. 17, S. 83 ff.) als „Richbergkogelserie" makroskopisch beschrieben und aufgenommen. Er stellt sie nach Vergleich mit anderen alpinen Breccien und Gesteinen (u. a. Basis des Flyschgebietes Graubündens) in die Zeit zwischen Rhät bis Oberkreide. Von südlichen Wiederholungen derselben Serie, sowie deren Fortsetzung bis in das Zillertal und darüber hinaus, erwähnt er nichts. Ein Vergleich mit den Untersuchungen *Sanders* über die poli-

gene Tarntaler-Breccie ist mir mikroskopisch vorerst für einen Typus von dieser möglich (Eiskarl-Breccie). Trotzdem ist eine enge Verwandtschaft dieser Breccien mit den Tarntaler-Breccien bzw. deren südlich in den Tuxer-Grauwacken eingefalteten Wiederholungen ziemlich sicher. Feld- und Handstückbefunde, Vergleichsbegehungen im Bereiche des Hippoldkammes und Penken und nicht zuletzt die von *Sander* selbst ausgesprochene Fortsetzung der Gschößwand und Penken-Breccien (Äquivalent der Tarntaler-Breccie), in der Gerlos (L. 48, S. 278) bestätigen dies. Bei *Cornelius* und *Clar* (L. 15, S. 127 bis 131) werden Breccien in der Brennkogeldecke im Mesozoikum des Nordrahmens und in der Matreierzone beschrieben, die sich mit meinen Beobachtungen gut vergleichen lassen, sofern man die höhere Metamorphose bei den Brennkogelbreccien in Abzug bringt. Am meisten Ähnlichkeit besteht bei den karbonatischen Vertretern. *Braumüller* (L. 12) beschreibt innerhalb der „Sandsteinbrecciendecke" ebenfalls ganz ähnliche Ausbildungsformen.

b) Quarzitische Breccien:

Um eine makroskopische Gliederung der Vorkommen zu erhalten, eignet sich am besten der Unterschied in der Zwischenmasse. Deutlich läßt sich dunkle bis stumpfgrüne Färbung von einer anderen Gruppe mit rostbraunem bis rötlich gefärbtem quarzitischem Bindemittel abtrennen. Im ersten Fall sind Chlorite, im zweiten Fall limonitische Substanz die färbende Ursache. Übergänge im Felde, sowie Kornform und Korngröße der in beiden eingeschlossenen Gesteinskomponenten (selten über 5 mm Durchmesser) veranschaulichen deren genetische Zusammengehörigkeit. Unter den Vertretern mit grünlicher Zwischenmasse sind im Gegensatz zur rötlich-braunen Breccie neben kompakten auch phyllitische Formen durch Veränderung des Quarzgehaltes bekannt. Charakteristisch für die gesamte Brecciense rie sind auffällig schwach deformierte Muskowitblättchen [bis zu 2 mm Durchmesser parallel (001)]. Unter den teils rundlichen und eckigen Gesteinseinschlüssen treten hellgraue bis weiße hervor, neben ockerigen Aggregaten (bzw. nur mehr deren Hohlräume), dunklen bis schwarzen Phylliten und Quarzgeröllen. Trotz deutlichen Anzeichen von Kataklase in der Breccie (parallel b gelängte Kornformen) ist ihre sedimentäre Natur eindeutig. Tektonische Breccien fand ich nur im Raume östlich Nöckentalalm nächst der Grenze zum Quarzphyllit. Die beiden Zwischenmassearten sind mit den Fe-Karbonatquarziten (C 4) und Chloritquarziten (C 5) identisch, durch Verarmung an Komponenten sind alle Übergänge zu diesen gegeben. In dankenswerter Weise hat mir Dr. *O. Schmidegg* ein stark deformiertes Handstück einer quarzitischen Breccie aus einer südlichen Wieder-

holung der Serie C zur Verfügung gestellt, an dem außer dunkelgrauen, mehligen Füllungen in gut erhaltenen Hohlräumen (wahrscheinlich Umwandlungsprodukte ehemaliger dunkler Dolomite und Kalke; siehe karbonatische Breccie) und höherer Metamorphose keine Unterschiede zu den Breccien der Richbergkogelserie bestehen.

U. d. M.:

Zwischenmasse: Quarzit mit gut erkennbar sedimentären Kornformen (0·05 bis 0·6 mm) und einem kleinkörnigen Quarzbindemittel. Anwachsränder, Undulation und Rupturen (mitunter bis zu Friktionsdetribusbildung) bezeugen Kr. und mechanische Korndeformation. Ballige Serizitaggregate und deformierte Serizitschuppen, letztere intergranular und zum Teil in Quarz-Kr.-Rändern eingeschlossen. Auffällig ist das Vorhandensein der gleichen Chlorite, wie sie in den Chloritquarziten (C 5) und Eisenkarbonatquarziten (C 4) als Leptochlorite angesehen wurden. Völlig unversehrte Kornformen in Serizitfilzen oder im Quarzdetritus zeigen, daß auch hier ihre Kristalloblastese nach der Quarz- und Hellglimmerdeformation erfolgte. Sporadische Biotitneubildungen, wie in Fe-Karbonatquarziten. Neben konstantem Fe-hältigem Karbonat (Lehmbergfärbung ohne Reaktion) in rhomboedrischen Kornformen oder ausgewitterten Negativen existiert in wechselnder Menge diffuser Kalzit (Lembergfärbung). Eine Färbungsreaktion eines Fe-Karbonatkornes ergab: Im Zentrum Kalzit, Kornrand dichter Limonit, dazwischen Fe-Karbonat. Möglicherweise ist eine Enteisenung des Fe-Karbonates zum Teil die Ursache der diffusen Kalzitbildung. Fe-Karbonat wie Kalzit sind authigen, wobei ersteres älter ist. Deformationsspuren an Kalziten sicher, an Fe-Karbonaten wahrscheinlich. Limonitische Substanz ist meist eng an Fe-Karbonat gebunden. Selten Pyritneubildungen. Akzessorien: Turmaline, Apatite und Zirkone (alle sicher allothigen). Selten vorhandene Feldspate (Schachbrettalbit und Ab_a-Körner) sind wahrscheinlich Fragmente von Gesteinskörnern. Keine Albitisierung in der Breccie. Die Zwischenmasse ist Fe-Karbonatquarzit (C 4) oder Chloritquarzit (C 5) und Mischformen der beiden. Vermutlich klastische große Muskowitkörner mit relativ schwacher Deformation dürften in der Breccie zum Teil kristallin regeneriert sein (Sammelkristallisation).

Allothigene Gesteinskomponenten:

Kornquerschnitte (abgesehen von phyllitischen Komponenten) zwischen 1 bis 7 mm, die meisten zwischen 2·5 bis 4 mm. Der Unterschied zwischen Korngrößen der psammitischen Zwischenmasse und der allothigenen Gesteinseinschlüsse gestattet Schlüsse auf Verschiedenheiten im Transportweg. Ein Großteil der Gesteinseinschlüsse zeigt in s oblonge Kornformen mit eckengerundetem Umriß. Mylonitische Totalzerstörungen (wie bei Gruppe B) sind seltener. Phyllonitische Komponenten existieren in allen Größen bis zu 20×2 mm. Nach dem Mineralbestand lassen sich folgende Gesteinskomponenten beschreiben:

Gesteine mit Quarz-Serizit-Albit-Muskowit-Biotit.

Sind die überwiegende Mehrzahl der allothigenen Komponenten und werden durch die beiden Endglieder einer Formenreihe charakterisiert: 1. ein $Ab_a + Ab_n$ + Quarzgestein mit oder ohne Muskowit, Biotit (chloritisiert) und Schachbrettalbit. Es treten Feldspat-Quarz-

reaktionsgefüge auf (wurmförmige Quarze in Ab_a, augen- und schriftgranitische Quarze in Schachbrettalbit). 2. ein Serizit (mit Ab Reste) + Ab_a + Quarz + Muskowit + Biotit- (chloritisiert) Gestein. Letztere Ausbildungsform könnte das Bindeglied zwischen Gesteinen unter 1. und den später beschriebenen Quarzphylliten sein (Quarzkornformen ähnlich Reaktionsquarzen).

21 U-Tischmessungen an Feldspaten ergaben für Plagioklase 0 bis 10% An-Gehalt. Wobei man bei statistischer Auswertung für typisch schmal lamellierte, serizitreiche Ab_a 5·5% An, bei zweihälftig oder breit lamellierten, einschlußarmen Ab_n 4·4% An ermittelt. Trotzdem bleibt die Unterscheidung von Ab_a : Ab_n nach An-Gehalt unsicher. Bezüglich der Beschreibung der Albitart siehe Gesteinsgruppe A und B.

Obwohl vereinzelt Verheilungen von zerbrochenen, feldspatführenden Komponenten durch Ab_n beobachtbar sind, scheint der Hauptteil der Ab_n-Bildung vor der Einzementierung der Komponenten stattgefunden zu haben, weil in der Einbettungsmasse (Eisenkarbonatquarzit und Chloritquarzit) keine $Albit_n$ Bildung feststellbar ist. Schwach deformierte große Muskowite (2 Vα 38 bis 40°) häufig mit chloritisiertem Biotit (Pennin) parallel verwachsen, liegen meist am Rande der Gesteinskomponenten oder in deren Rupturen. Eine bedeutend schwächere Korndeformation als die des umgebenden Gefüges, sowie polygonale Faltenbögen und sammelkristallisierende Serizitfilze lassen eine teilweise kristalline Regeneration des vorhandenen Glimmers in der Komponente nach deren Sedimentation annehmen.

Korrosionen an Muskowit, stärker noch an Chlorit, durch Quarz sind auffällig.

Akzessorium: Apatit.

Das Muttergestein dieser Gesteinseinschlüsse dürfte ein Granit oder Granitgneis mit wechselnder Menge ehemaligen Kalifeldspates gewesen sein. Möglicherweise ist ein Ab_a + Muskowit + Biotit-Gneis von einem Kalifeldspat + Ab_a + Muskowit + Biotit-Granit bis Gneis abtrennbar.

Quarzgerölle:

Mengenmäßig nach den Gneisgeröllen. Durch erhaltene Feldspatreste und Glimmerbalken als verquarzte Granit- bis Gneisabkömmlinge erkennbar. Zum Teil auch deformierte Gangquarze.

Herkunft: Wahrscheinlich Granit.

Quarzphyllonite:

Mengenmäßig der Reihung entsprechend. Fetzenartige Kornformen, gut geregelter Serizitfilze mit wechselnd Quarzgehalt.

Amöboide bis rundliche, nicht undulöse Quarzgebilde erinnern an Formen der Feldspatquarzverdrängungsgefüge. Der zweite beschriebene Typus unter den Granit-Gneiskomponenten könnte als Bindeglied zwischen diesen und Quarzphylloniten angesehen werden. Unabhängig davon kann Quarzphyllit (im geologischen Sinne) als Muttergestein in Betracht kommen.

Dunkle Phyllite:

Serizit, oxydisches Erz (Pyrit, Hämatit, Leukoxen) mit wenig Quarz. Fetzenartig begrenzt. Herkunftmäßig wegen geologisch verschiedener Verbreitung (Schieferhülle, Grauwackenzone) nicht deutbar. Es bestehen Ähnlichkeiten mit dem quarzarmen Endglied der grauen Eisenglimmerquarzite (C 3).

Eisenhältige, feinkörnige Karbonate:

Ein feinst bis mittelkörnig, unlamelliertes Karbonataggregat in häufig rechteckigen Umrißformen; randlich limonitische Verwitterungsrinden, mitunter kleine eckige Quarzkörnchen eingestreut. Keine deutbaren organischen Spuren. Im Auflicht gelblich-grau mit bräunlich bis rostbraunem Rand. Wahrscheinlich stark verwitterte ehemalige Dolomite (Trias?) (Vgl. karbonatische Breccie).

Porphyre:

In zwei schlecht umgrenzten Komponenten vorhanden. Einmal als Plagioklasporphyr mit Ab_{95} (Albitgesetz), typisch idiomorph, mit Korrosionsspuren, in felsitischer Grundmasse; das andere Korn ein Quarzporphyr, eigengestaltlicher Quarzeinsprengling in feinkörniger Quarz-Serizitgrundmasse. Als Muttergestein kommt in Frage: Lichtgrüne Serizitquarzite — Porphyroide usw. (A), „Porphyrmaterialschiefer" *(Ohnesorge)* oder Porphyre der nördlichen Grauwackenzone.

Chloritphyllite bis Chloritquarzite:

Selten. Chlorit (Pennin) zum Teil Ab_n und wechselnd viel Quarz, mitunter Serizit und häufig Leukoxen (ehemaliges Erz) führend. Je nach Quarzgehalt, geröllartige bis phyllonitische Kornformen. Es können Derivate von Grünschiefern in der oberen Schieferhülle sein.

Feldspatkörner:

Nur vereinzelt. In Kornform und Korngröße mit Gesteinskomponenten vergleichbar. Es sind Ab_a und Schachbrettalbite (Ab_n-Flecken einschließend) zwischen Ab_{90-100} und mit den Feldspaten der Granitgerölle vergleichbar. In einem Falle (der einzige in allen untersuchten Gesteinen) konnte mit Sicherheit ein Ab_{88} gemessen werden, der dem Habitus nach mit Ab_a vergleichbar ist. Granitische Herkunft der Feldspatkörner ist wahrscheinlich.

Graphitquarzit:

In feinkörniger Ausbildung vorerst nur in einem Korn bekannt.

c) Karbonatische Breccie:

Fast nur Handstück- und Feldbeobachtungen. Stratigraphisch sind sie zusammen mit blaugrauen hellgeäderten Kalken und hellgelblichen Glimmerdolomiten, das Hangende der quarzitischen Breccien und deren Quarzite. Fossilien wurden bis jetzt nicht gefunden. Sie sind konglomeratisch brecciöse Einlagerungen in den blaugrauen Kalken.

Zwischenmasse: Vorherrschend kalkig-tonig und wechselnd kieselig mit weißen Kluftverheilungen (h0l und ac-Klüfte) und langgezogenen Knauern aus Kalzit. Letzteres sowie feine Körnelung weisen auf Kristallinität hin, die aber auf die Begrenzung der allothigenen Gesteinskomponenten ohne wesentlichen Einfluß bleibt. Mit diesem Typus, der ohne scharfe Grenze in den komponentenfreien blaugrauen Kalk überleitet, kontrastieren solche mit weißlichem Kalzitmarmor als Zement für bräunlichgelbe und graue bis schwarzgraue Dolomitkomponenten.

Gesteinskomponenten: In s liegend, oblong parallel b. Durchmesser (normal b) variieren von Millimeter- bis Dezimetergröße in der längsten Achse. Diese starke Größenschwankung ist hauptsächlich an blaugrauen und gelblich weißen Dolomitkomponenten zu beobachten. Die übrigen Gesteinsgemengteile überschreiten kaum 1 cm. An geröllbildenden Gesteinsarten seien vorläufig folgende unterschieden:

Dolomite: Grau bis dunkelgrau, hell anwitternd, oft von feinen Kalzitadern durchzogen; hellgraue bis weißlichgelbe Dolomite mit gelber Anwitterung. Beide Geröllarten zeigen starken Größenwechsel. In südlicheren Quarzit-, Phyllit-, Karbonatgesteinsserien gibt es grauschwarze, eckige und schlierige Dolomit- (?) Komponenten in hellgrauer, kalkig-sandiger Bindemasse. Sie beinhalten mitunter wenig Karbonat und liegen als mehlige schwarze Substanz vor. Möglicherweise ist es jene Substanz im Konzentrat, der die Dolomite und Kalke ihre Färbung verdanken.

Fe-hältige Karbonate: Stark limonitisiert, an weniger stark verwitterten grauen dolomitischen Kernen als ehemalige blaugraue Dolomite zu betrachten (vgl. karbonatische Komponenten in quarzitischer Breccie).

„Kristallin"- (?) Komponenten: Können freisichtig nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. In millimetergroßen hellen Flecken sind sie aber zu vermuten, wenn auch mengenmäßig bedeutend geringer, als in den quarzitischen Breccien.

Klastische allothigene Hellglimmerblättchen auf s wie in der quarzitischen Breccie auffällig groß und gut erhalten.

Quarzitische Gerölle und Quarzknauern.

7. *Bunte Phyllite:* (Nur makroskopisch untersucht).

Innig verknüpft mit den beschriebenen quarzitischen Gesteinen. Sie sind phyllitische Extreme einer zusammengefaßt kieselig-tonigen

Sedimentationsperiode. Verwitterungen zu blauschwarzen, hellgrünen bis weißlichbraunen Letten. Die enge räumliche Verbindung (bis zu zentimeterbreiter Wechsellagerung) spricht für stratigraphische Zusammengehörigkeit. In allen Quarzit-Phyllit-Karbonatsgesteinsserien vertreten. Die Gesteinsfarbe ermöglicht bereits im Felde eine Gliederung (der Quarz- oder Karbonatgehalt ist dazu unbrauchbar, weil er mitunter schon im Aufschlußbereiche wechselt, außerdem mehreren Vertretern gemeinsam ist). Ich unterscheide demnach (Reihung nach der aufgeschlossenen Menge):

a) Schwarzglänzende bis stumpf-dunkelgraue Phyllite,
b) hellgrünliche Phyllite (zum Teil mit gelblichweißem Dolomit),
c) weiße Phyllite,
d) Chloritoid-Phyllite,
e) rötlichviolette Phyllite.

Zu a): Färbung dürfte analog den grauen Eisenglimmerquarziten (C 3, deren quarzarme Äquivalente sie darstellen) sulfidisches und oxydisches Fe-Erz und Derivate davon sein; mitunter auch Graphit. Quantitative Schwankungen des Erz- und Mineralgehaltes dürften mattgraue Färbung verursachen.

Zu b): Vorerst noch unsicher mit quarzitischen Seriengenossen vergleichbar, weil vermutlich neben Serizit auch Chlorit (Leptochlorit?) vorhanden ist (vgl. Chloritquarzite C 6). Färbung durch Serizit (Phengit?), wo lauchgrüne Farbtöne mitwirken durch Chlorit. Eine im Feld auffallende Ausbildungsform mit Dolomiteinlagerungen parallel s kann vom dolomithältigen Phyllit bis zum Glimmerdolomit alle Zwischenstufen zeigen. Sie kann als dolomitreiches Derivat hier eingereiht werden. In der primären Folge liegen die dolomithältigen Phyllite wahrscheinlich höher als die übrigen bunten Phyllite. Sie wechsellagern zum Teil mit schwarzen Phylliten, die dann gleiche dolomitische Einlagerungen parallel s zeigen.

Zu c): Quarzärmste Endglieder in der Reihe weißer Quarzit-, Serizitquarzit-, Serizitphyllit. Graue Serizitphyllite entsprechen den grauen Typen innerhalb der weißen Quarzite. Typisch lauchgrüne Tönungen (Chlorit!) machen genetische Beziehungen zu den Chloritquarziten wahrscheinlich. Zum Teil gelblichbraune Färbung wie bei den Quarziten durch Fe-Gehalt.

Zu d): Hellgraue bis grüne Phyllite, seltener quarzreich, zum Teil Dolomit führend. In der nördlichsten Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie sind nicht selten violettblaue bis blauschwarze nebulose Erzanreicherungen in ihnen feststellbar. Sie zeigen dann Ähnlichkeiten mit den dunkelvioletten bis rötlichvioletten Phylliten. Die Chloritoide (Durchmesser $^1/_2$ mm und kleiner) sind im Handstück gleichmäßig dicht verteilt. Nach Aufschlüssen wechselt aber ihre Verteilungsdichte. An zwei Stellen sind Übergänge zu Chloritquarziten (C 5) bekannt. Da Chloritoidphyllite auch in südlichen Wiederholungen der Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie häufig gefunden wurde, kann man sie als Hauptbestandteil der bunten Phyllitserie einreihen.

Zu e): Nur durch ihre Färbung charakterisiert, die aber Zusammenhänge mit Chloritphylliten und violettfleckigen Chloritoidphylliten anzeigen. Starke Fe-Anreicherung innerhalb der tonigen Sedimentationsperiode!

Abgesehen von der stratigraphischen Abtrennung der hellgrünlichen (seltener schwarzen) Dolomit-Phyllite (Hangendes), läßt sich innerhalb der bunten Phyllite keine detaillierte Reihenfolge der pri-

mären Anlagerung ermitteln. Jeder Versuch hierzu ist erzwungen. Die bunten Phyllite entsprechen einer vorwiegend tonigen Sedimentationsperiode, während welcher als Nebengemengteile Quarz, Karbonat und Fe-Erz wechselnd stark beigemengt wurden. Nachträgliche Kristallisationen und starke mechanische Formung schufen das heute aufgeschlossene Produkt. Erwähnt sei, daß in den Phylliten an zwei Stellen (Weg Innerertens—Gerlostalalm und Zillertalwestabhang, oberhalb Ramsau) hellgrüne und dunkelgraugrüne Porphyroiden mit auffallend blätterigem Gefüge gefunden wurden. Mikroskopische Untersuchungen darüber liegen nicht vor.

Soweit die Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie (C) regional von mir untersucht wurde, ist sie zweifelsohne mit Gesteinen der oberen Schieferhülle im Tauernwestende zu vergleichen, wobei aber als wesentlicher Unterschied zu diesen festzuhalten ist, daß die Gruppe kalkiger Phyllite der oberen Schieferhülle, wie sie im Tuxergebiet bis zum Brenner mächtig entwickelt ist, in der Gerlos fast ganz fehlt. Faßt man die Brennerkalkphyllite zum Teil (nach *Sander*) als eine mikrobrecciöse Facies der nachtriadischen gröberbrecciösen Tarntaler-Breccie auf, so kann man auch sagen, daß in der Gerlos die Facies der mikrobrecciösen Kalkphyllite — also eine typische Facies der oberen Schieferhülle — mit wenigen Ausnahmen (z. B. östlich Gerlossteinwand) fehlt. Eine geologische Folgerung läßt sich aus dem Wechsel des sedimentierten Materials ziehen: Es spricht der unterste Karbonathorizont für vorherrschend marine Sedimentation, der mittlere Horizont im Übergang von tonig zu sandig für deutlich beginnende und sich verstärkende terrigene Einflüsse (quarzitische Breccien) die sich zwar episodisch im oberen kalkig-tonigen Horizont noch verstärken (karbonatische Breccien), aber endlich doch einer landfernen marinen Sedimentation wieder Platz machen. Es sei bemerkt, daß diesen Verhältnissen vorerst nur lokale Bedeutung gegeben wird.

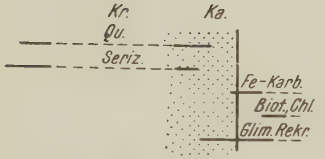
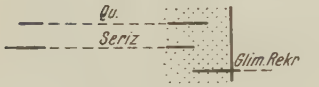
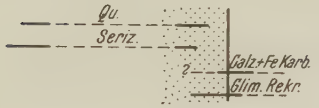
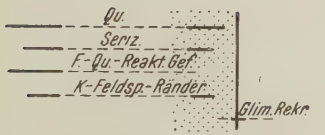
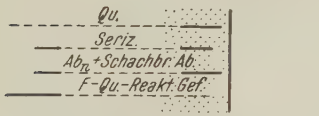
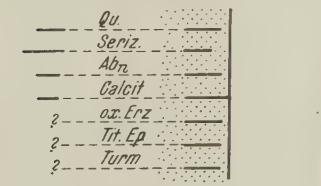
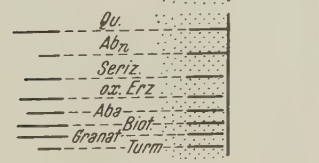
In einer Gesamtbetrachtung der quarzitischen Gesteine und deren Seriengenossen im Gerlostal ergibt sich petrographisch wie stratigraphisch folgende große Übersicht (Tab. 1).

Aus der tabellarischen Übersicht ist ein horizontmäßiger Wechsel von sedimentiertem Material erkennbar, welcher Veränderungen im Küstenverlauf zugeordnet werden darf. Denkt man dabei an Gebirgsbildungen, so wäre eine ältere vor der Ablagerung der Konglomerate der jetzigen Konglomerattektonite, eine jüngere, den quarzitischen Breccien (Quarzit-Phyllit-Karbonatgesteinsserie) vorauszustellen. Wieweit die karbonatischen Breccien im Hangenden der quarzitischen Breccien innerhalb der jüngeren Krustenbewegung derselben oder einer anderen Phase zuzuordnen sind, ist noch nicht geklärt. Vorerst

Tabelle 1.

Gesteine in vermutlich primärer Folge	Wichtigste petrographische Untersuchungsergebnisse
Gelbe Dol. und dolom. Phyllite (makr.)	Von Dolomit zu Phyllit alle Übergangstypen.
Dunkle Kalke mit karb. Breccien (makr.)	**Kalk**: Helle Kalzitadern, wechselnd tonig, kieselige und brecciöse Einlagerungen, leicht metamorph. **Breccien**: Zwischenmasse meist obiger Kalk, seltener heller Kalk. Alloth. Gesteine: Dkl. graue und gelbe Dolom., Quarzit, Kristallin (?). Schlechte Komponentengrößenauslese. Alloth. Min.: Hellglimmer.
Fe-Karbonatquarzite, Chloritquarzite und quarzitische Breccie (makr. und mikr.)	**Quarzite**: Metamorphe Psammite, mit ± autigenem Fe-Karb. und Leptochlorit, autig. Biotit, allothig. Muskowite (kristallin regeneriert). **Breccie**: Zwischenmasse obige Quarzite. Allothig. Gesteine: Gneis, Quarzgeröll, Quarzphyllonit, feinkörniges Karbonatgestein (limonit.), Porphyre, Chloritphyllit und Chloritquarzit. Gute Komponentengrößenauslese. Allothig. Min.: Ab-a, Schachbrett-Ab, Muskowit (kristallin regeneriert).
Weiße Quarzite (makr. u. mikr.)	Metamorphe Psammite, Übergänge zu Serizitphyllit; allothig. Min.: Mkrkl., Schachbrett-Ab (aus lichtgr. Seriz. Quarziten usw.), Hellglimmer (kristallin regeneriert).
Eisenglimmerquarzite (makr. und mikr.)	Metamorphe Psammite, mit ± Karbonat, oxyd. und sulf. Fe-Erz (Gesteinsfarbe!), Übergänge zu schwarzen Phylliten.
Bunte Phyllite (makr.)	Schwarze Phyll. (wie Eisenglimmerqu. nur quarzarm, mächtig), hellgrünl.-weiße Phyll. analog Chloritqu. und weiße Qu., nur quarzarm), Chloritoidphyll., violette Phyll. (Fe-reich). Untereinander stark wechsellagernd, murenbildend.
Dolomite und Kalke (makr.)	Metamorph, fossilarm, nicht näher bearbeitet.
Dolomitische Rauhwacke (makr.)	Gelb und rötlichbraun, sandig, nicht näher bearbeitet.
Lichtgrüne Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen (makr. und mikr.)	Hangend: **Weißgrün gebänderte Quarzite**; weiße Bänder: autig. Mkrkl. mit K-Feldsp. Anwachsränder + Quarz; Grüne Bänder: Serizit + Mikrokl.; Feldspat-Qu. Reakt. Gef., K-Feldsp. Neubldg. (metam. submarine vulk. Sedimente). **Grünl.-graue komp. Quarzite**; porphyroid. Gef. mit magm. und sed. Kennzeichen, Feldsp.-Qu.-Reakt. Gef. und beginnende Albitisation (metam. Qu. Porphyr und dessen Aufarbeitungsprodukte). Liegend: **Mittelschiefr. Seriz. Quarzite**; (porphyroid. Gef. mit magm. und sed. Kennzeichen, Albitisation (Schachbrett-Ab) starker Hellglimmer Kr, wenig Feldsp. Qu.-Reakt. Gef., Grünfärbung durch Hellglimmer, kein Chlorit (metam. Quarz-Porphyr und dessen Aufarbeitungsprodukte).
Graue Arkose- und Konglomerattektonite (makr. und mikr.)	B- und s-Tektonite, kein porphyroid. Gef., Graufärbung durch oxyd. Erz, chloritführend (!). Allothig. Gesteine: Granit (ohne Ab-n!) und Fe-Quarzit. Ab-n-Calcit- und akz.-Turmalin Kr nur in Zwischenmasse. (metam. sandig-tonig-mergeliges Sediment mit Tauerngranitgeröllen).
Feinkörnige Phyllite und Phyllonite (makr. und mikr.)	Kristallines Gefüge, Graufärbung durch oxyd. Erz, Ab-a- und Granatholoblasten, Biotitneubldg. (liegend) und Biotit-diapht. (hangend), starke Ab-n Kr. akz. Turmalin- und K-Feldsp. Kr. Lokaler Ersatz von Erz durch Epidot und Titanit erzeugt grüne Flecken im Gest. (metam. sandig-tonig-mergeliges Sediment).

Tabelle 1.

Metamorphosen	Horizonte nach sedimentiertem Material	Alter
	Karbonatisch tonig-sandig (Breccien)	
		nachtriadisch
	Sandig-tonig (Breccien)	
		
	Karbonatisch	
		?
	Vulkanisch-sedimentär	
		vortriadisch
	Sandig-tonig (Konglomerate)	

sei nur an der beobachtbaren Tatsache festgehalten, daß ein Unterschied in der Art und der sedimentären Auslese der Komponenten besteht (die quarzitischen Breccien besitzen überwiegend Granit- bis Gneiskomponenten in Größen nicht über 5 mm, die karbonatischen Breccien hingegen Triasdolomite und Kalke in allen Größen bis zu 20 cm). Hier sei weiters noch vermerkt, daß auch in den Arkose- und Konglomerattektoniten Granit und Gneis als allothigene Gesteinskomponenten vorherrschen, und mit denen der quarzitischen Breccie vergleichbar sind. Ein Unterschied zu letzteren besteht jedoch insofern, als den Granitkomponenten der Arkose- und Konglomerattektonite, Ab_n fehlt, in den ähnlichen Komponenten der quarzitischen Breccie aber typisch ist. Den selben Heimatsbereich vorausgesetzt, ließe dies einen interessanten Schluß auf das Alter der Ab_n-Kristallisation zu.

Aus der Übereinanderstellung der an allen Dünnschliffen untersuchten metamorphen Veränderungen, läßt sich folgendes erkennen: Zunehmender Abstand vom Liegenden zum Hangenden des Endes der Deformation vom Ende der Kristallisation für die Hauptgesteinsbildner Quarz und Glimmer. Mit anderen Worten ein Vorherrschen der mechanischen Verformung, der die kristalline Regeneration immer mehr zurückbleibt. (Diese Tatsache wurde von *Sander* in verschiedenen Arbeiten aus dem Tauern-Westende festgestellt.) Als Einzelheiten seien angeführt: Früheres Ende der Glimmer-Kr. als Quarz-Kr. (ausgenommen eine späte Glimmerrekristallisation), Gleichzeitigkeit von Quarz- und $Albit_n$-Kr., zum Teil Gleichzeitigkeit der Quarz-Kr. und Kalzit-Kr., zum Teil späteres Ende der Kalzit-Kr., früheres Ende von Ab_a- und Granat-Kr. als Quarz- und Ab_n-Kr. Nach- und vortektonische Rekristallisation alter Glimmer und ausschließlich nachdeformative Neubildung von Biotit und Leptochlorit. Ein genetischer Zusammenhang zwischen Hellglimmerregeneration, Eisenkarbonat-, Biotit- und Leptochlorit-Kr. wäre denkbar. Bezüglich der Lage der Metamorphosen in der stratigraphischen Abfolge in meinem Arbeitsgebiet sei nachstehende Reihung aus dem Gesamtbild der Metamorphosen als charakteristisch herausgehoben:

Nachtriadisch	Quarz und Serizit und abwechselnd Karb.	Chrysobiotit, Leptochlorit, Glimmerrekrist. Glimmerrekrist.	Qu.-Phyllit-Karb. Gest. Ser.
Vortriadisch		Kalifeldspat, Feldsp.-Quarzreakts. Gef. (Glimmerrekrist.) Schachbrettalbit, Ab_n, Feldsp.-Quarzreakts. Gef.	Serizitqu.-Porph. und Arkosen
		Ab_n, oxyd. Erz, Tit., Ep. Turmalin, Granat Biotit, Ab_a. (Kalifeldspat sporadisch)	Konglom. Tekt. usw. und feink. Phyllite

Bemerkenswert ist vor allem die Kalifeldspatisation über der Ab_n-Kr. und die Biotit- und Leptochlorit-(?)Kr. in den obersten Horizonten.

Der Versuch, die Gesteine dem geologischen Alter nach zu gliedern, entbehrt lithologischer Vergleichsbegehungen, wozu weder Zeit noch Mittel zur Verfügung standen. Ich stützte mich in der Festlegung des triadischen Horizontes, da keine Fossilien gefunden wurden, auf vorhandene Literatur und in dankenswerter Weise vor allem auf Erfahrungen und Ratschläge des Herrn Dr. *O. Schmidegg*.

Literatur.

1. *Angel, F.*, Über Quarze in porphyrischen Gesteinen. N. Jb. f. Min. usw. Beilagebd. 56, Abt. A, 1927, S. 1—22. — 2. *Angel, F.*, Gesteinskundl. u. geol. Betrachtungen in Osttirol, Venedigerabschnitt; Mittlg. nat. Ver. Steiermark, Bd. 66, 1929. — 3. *Angel, F.*, Gesteine v. südl. Großvenediger. N. Jb. f. Min. usw. Bd. 59, Abt. A, S. 223 ff. — 4. *Angel, F.*, Plagioklasfüllungen u. ihre genetische Bedeutung. Mittlg. d. nat. Ver. Steiermark, Bd. 67, 1930. — 5. *Becke, F.*, Gebiet des mittleren Ahrn- und Pustertales. Anz. d. Ak. d. Wiss. Wien, 1895. — 6. *Becke, F.*, Das Gebiet zwischen dem mittleren Ahrntal und dem Zemmgrund. Anz. d. Ak. d. Wiss. Wien, 1896. — 7. *Becke, F.*, Das Schiefergebirge zwischen Tuxer- u. Inntal. Anz. d. Ak. d. Wiss. Wien, 1898. — 8. *Becke, F.*, Westende der Hohen Tauern. VIII. Führer f. d. Exkursionen d. 9. int. geol. Kongreß. Wien, 1903. — 9. *Becke, F.*, und *F. Löwl*, Exkursionen im westl. u. mittl. Abschnitt der Hohen Tauern. Führer f. d. 9. int. geol. Kongreß. Wien, 1903. — 10. *Becke, F.*, Petrgr. Erforschung d. Zentralkette d. Ostalpen. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 1896/97/99. — 11. *Bleser, P.*, Geol. Studien am Westende der Hohen Tauern östl. der Brenner-Linie. Hofdruckerei Viktor Bück, Luxemburg, 1934. — 12. *Braumüller, E.*, Der Nordrand des Tauern-Fensters zwischen Fuscher- u. Raurisertal. Mittlg. Geol. Ges. Wien, Bd. 30 u. 31. — 13. *Chudoba, K.*, Die Feldspate und ihre praktische Bestimmung. Schweizerbart'sche Verl. Buchhandlung, Stuttgart, 1932. — 14. *Cornelius, H. P.*, Zur Deutung gefüllter Feldspate. Schweiz. min. petr. Mittlg. Bd. XV, 1935. — 15. *Cornelius, H. P.*, und *F. Clar*, Geologie des Großglocknergebietes. I. Teil. Abh. d. Zweigst. Wien d. Rchst. f. Bdfschg., 1939. — 16. *Cornelius, H. P.*, Zur Einführung in die Probleme d. nordalpinen Grauwackenzone. Mittlg. Reichsamt f. Bdfschg. Zweigst. Wien, 1941. — 17. *Dietiker, H.*, Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen u. Krimml. Zürich, 1938. — 18. *Drescher-Kaaden*, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1948. — 19. *Düner, H.*, Zur Geologie des Tauern-Westendes. Diss. Univ. Zürich, 1934. — 20. *Duftschmid-Wilser*, Probleme aus der nördl. Grauwackenzone der Ostalpen. Zschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 82, 1920, S. 65—78. — 21. *Ebert, H.*, Die Bestimmung der sauren Plagioklase mit Hilfe d. Zonenmethode. Min. petr. Mittlg. Bd. 42, H. 1, Leipzig. — 22. *Exner, Ch.*, Tektonik, Feldspatausbildungen u. deren gegenseitigen Beziehungen in den östl. Hohen Tauern. Tscherm. Mittlg. 3. Folge, Bd. I, H. 3, 1948. — 23. *Exner, Ch.*, Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg Unterbaustollen bei Badgastein. Ak. d. Wiss. math. nat. Kl. Jg. 1949, Nr. 13, S. 267—280. — 24. *Hammer, W.*, Vorläufige Mittlg. über Studien am Nordrand der Hohen Tauern zwischen Zillertal u. Wildgerlostal. Anz. d. Ak. d. Wiss. math. nat. Kl. 23, -935, S. 247. — 25. *Hammer, W.*, Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales. Jb. B. Anst. 1936, H. 3/4. — 26. *Hartmann, E.*, Geol. Übersicht über die Tarntaler Berge (Tuxer Voralpen, Tauernwestende). Verh. R. Anst., 1913. — 27. *Hartmann, E.*, Der Schup-

penbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. Jb. R. Anst., 1913, I. u. II. Teil. — 28. *Heritsch, F.*, Geol. d. Grauwacke des Baltentales. Mittlg. d. nat. Ver. Steiermark, 1911, Bd. 48. — 29. *Huttenlocher, H. F.*, Über Verschiedenheiten im Verlaufe magm. u. metam. Prozesse erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. Mittlg. naturf. Ges. Bern n. Folge, 4. Bd., 1947, S. 86—116. — 30. *Huttenlocher, H. F.*, Konglomerate u. konglomeratähnliche Bildungen aus d. Umgebung v. Natters (Wallis). Schweiz. min. petr. Mittlg., Bd. 26, H. 2, 1946, S. 258—272. — 31. *Kleblsberg, R. v.*, Geol. v. Tirol, Borntraeger, 1935. — 32. *Köhler, A.*, Die Abhängigkeit der Plag.-Optik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Min. petr. Mittlg. Bd. 53, 1941, S. 24—49, Leipzig. — 33. *Nikitin, W.*, Die Federow-Methode. Borntraeger, Berlin, 1936. — 34. *Ohnesorge, Th.*, Über Silur u. Devon in den Kitzbüheler Alpen. Verh. R. Anst. 1905, S. 373—377. — 35. *Ohnesorge, Th.*, Bericht über geol. Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. Anz. d. Ak. d. Wiss. 66. Jg., S. 200—202. — 36. *Prey, S.*, Die Metamorphose d. Zentralgneises der Hohen Tauern. F. E. Sueß Festschrift d. geol. Ges. Wien. Bd. 29, 1936. — 37. *Redlich*, Die Eisensteinbergbaue der Umgebung von Payerbach und Reichenau. Berg. u. Hüttenm. Jb. 1907, S. 267 ff. — 38. *Redlich*, Über die wahre Natur der Blaseneckgneise. Verh. R. Anst. 1908. — 39. *Reinhard, M.*, Die Universal-Drehtisch-Methoden. Basel, 1931. — 40. *Sander, B.*, Über geol. Forschungen im Gebiete der Tarntalerköpfe. Verh. R. Anst. 1910. — 41. *Sander, B.*, Zum Vergleich der Tuxer- u. Prättigauer-Serien. Verh. d. R. Anst. 1911. — 42. *Sander, B.*, Geol. Studien am Westende der Hohen Tauern, I. Bericht. Denkschrift d. Ak. d. Wiss. Wien, Bd. 82, 1911. — 43. *Sander, B.*, Westende der Tauern, in Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden u. in den Tauern. Geol. Rundschau III. S. 453—456, 520—523. — 44. *Sander, B.*, Über tekt. Gesteinsfacies. Verh. R. Anst. 1912, S. 249 ff. — 45. *Sander, B.*, Über einige Gesteinsgruppen am Tauernwestende. Jb. R. Anst. 1912, S. 219 ff. — 46. *Sander, B.*, Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. I. u. II. Jb. R. Anst. 1914, S. 567. — 47. *Sander, B.*, Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. Verh. R. Anst. 1915. — 48. *Sander, B.*, Geol. Studien am Westende der Tauern, II. Bericht. Jb. Staats. Anst. 1920, H. 3/4, S. 273 ff. — 49. *Sander, B.*, Zur Geol. der Zentralalpen. Jb. Staats. Anst. H. 3/4, 1921. — 50. *Sander, B.*, Gefügekunde der Gesteine. Springer, Wien, 1930. — 51. *Sander, B.*, Zur petr. der nachtriadischen Tarntaler Breccie. Ber. d. Rst. f. Bfschg., 1941. — 52. *Sander, B.*, Einführung in die Gefügekunde geol. Körper. Bd. I. Springer, Wien, 1948. — 53. *Schmidt, W.*, Grauwackenzone und Tauernfenster. Jb. Staats. Anst. 1921. — 54. *Stark, M.*, Vorl. Ber. über geol. Aufnahmen im östl. Sonnblickgebiet u. über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 1912. Profiltafel! — 55. *Stark, M.*, Porphyroide u. verwandte Eruptiva aus dem Großarl- u. Gasteinertal. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien, 1940. — 56. *Trauth, F.*, Geol. d. nördl. Radstädter Tauern u. ihres nördl. Vorlandes, I. Teil. Denkschr. d. Ak. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl. Bd. 100, 1925.

Literatur: Neue Bücher.

Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie). Von *W. Correns*. Mit 405 Textabb. und 1 Tafel, VIII, 414 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag, 1949. Geb. DM 41·60.

Der Autor besitzt nach vieljähriger Lehrererfahrung die Vielseitigkeit und Lehrfreudigkeit, welche heute mehr als je zum Versuche gehört, ein Buch obigen Titels und mäßigen Umfanges zu schreiben. Der Versuch scheint mir teils trotz, teils wegen der dichten Packung des Stoffes sowohl Schülern als Lehrern gegenüber gelungen, welch letztere sich des Buches mehr oder weniger ausgesprochenermaßen dort bedienen werden, wo sie eigene Arbeit ungleich tief in den Stoff geführt hat.

Wie der Autor selbst richtig zu fühlen scheint, ist sehr bezeichnenderweise ein einwandfreier Titel für den vorgelegten Stoff heute sprachlich schwierig: Petrologie ist kein Unterteil der Mineralogie, vielmehr ein Teil einer Zustandslehre (Korngefüge neben Molekulargefüge), ein Umstand, welchen „Kristalle und Gesteine" *(Eskola)* etwas mehr zu Worte bringt, wobei aber wieder ein weit über die „Mineralogie" hinausreichender Zustandsname (Kristall) neben einen Namen (Gestein) gestellt ist, der nicht als physikalischer Zustand definiert ist.

Im ersten Teil des Buches (Kristallographie) wird als Kristallmathematik die Geometrie der Kristalle als Flächner und als Raumgitter zunächst bis in die Kristallklassen und Bravaisgitter behandelt, was im dritten Teil durch Tabellen bis in die Symbole der 230 Raumgruppen ergänzt wird. Der Abschnitt über Kristallchemie betrachtet die Bindungsarten im Gitter und die Beschreibung von Gittern als Kugelpackungen. Was die Leistung des Gitters als Modell des Kristallzustandes anlangt, eine Leistung, die der Autor ab Seite 78 gewiß zugunsten auch der Anfänger diskutiert, so ließe sich diese Diskussion noch durch einen Hinblick auf jene unrückläufig raumstetig deformierten Kristalle (noch über S. 92 hinaus) ergänzen, welche keine homogenen Bereiche, also auch keine Raumgitter mehr sind, wohl aber (in Korngefügen) weit zahlreicher als alle flächenbegrenzten Kristalle zusammen und deren Häufigkeit im Korngefüge mich (1923) veranlaßte, die Bezeichnung „Gitteraggregat" neben „Kristall" zu wählen. Der Autor meint also S. 92 ganz richtig, daß man sagen könnte, aus dem Kristall sei durch Deformation ein polykristallines „Aggregat" geworden.

Im Abschnitt über Kristallphysik sind die Röntgenmethoden eingehender als üblich behandelt. So kurzen Anmerkungen, wie über Fourieranalyse an Gittern, wird nur der anderwärts Vorgebildete wirklich folgen.

Der Abschnitt über Kristallwachstum und -auflösung trennt glücklich die geometrische von der energetischen Betrachtung.

Den „Ausblick" von der bisherigen Theorie des Kristallwachstums aus richten wir mit dem Autor auf die Theorie von *Kossel-Stranski* nur als auf eine „allererste Annäherung"; außerdem aber könnte man diesen Ausblick darauf richten, daß erst eine Theorie des Wachsens und Schwindens von Gitter gegen Gitter (also nicht gegen Flüssigkeit oder Gas) für das Wachsen und Schwinden von Kristallen im Korngefüge und damit für die überwältigend große Mehrzahl irdischer Kristalle überhaupt in Frage käme. Die Theorie der von Gitterebenen umgrenzten Kristalle, der in einer Flüssigkeitshaut gewachsenen Rundkristalle (Stalaktiten, Holothurienschnallen usw.) und der im kristalloblastischen Gefüge wachsenden und schwindenden Kristalle

müßten sich als Sonderfälle einer allgemeinen Wachstums- und Schwund-Theorie der Kristalle ergeben.

Es scheint mir überhaupt, daß die Beachtung der von den Betrachtern des Einzelkristalls erbrachten Daten bei den Petrographen üblicher ist, als die Beachtung der im Korngefüge erhobenen Daten durch jene Kristallographen engeren Sinnes; wovon man sich unter anderem auch durch die Arbeiten über das Festigkeitsverhalten von Kristallen überzeugen kann.

Der petrologische Teil des Buches geht von einigen physikalisch-chemischen Grundlagen aus, dann über auf magmatische Gesteinsbildung, Verwitterung, sedimentäre und metamorphe Gesteinsbildung. Weitgehend scheint dem Referenten das Festhalten an manchen Namen, wie z. B. „Eruptivgesteine", bei deren sehr vielen man heute wohl auch den Anfänger nach und nach verhindern könnte noch an „eruptiv" zu denken; oder Bauwerk mit Feldstein-„Struktur" und gotischer „Textur" als Beispiel für Gefüge.

In manchen Fällen ließe sich die Fühlungnahme des Buches mit neuen Ergebnissen und Begriffen verbinden mit den neueren Benennungen; in anderen Fällen gilt die Zurückhaltung des Autors auch manchen neuen Begriffsbildungen selbst und ist wohl im Interesse der Anfänger gedacht und richtig, deren schwächeren freilich auch dieses Buch viel zumutet, deren besten man aber ja mehr zumuten kann, als den Alten des Faches.

Wie die anderen Mineralogie-Lehrbücher der letzten Jahre hat auch dieses Buch Vorzüge, die es mit keinem teilt; eben deshalb ist jedes dieser Bücher durch andere ergänzbar. Dichte Packung des Stoffes und damit ermöglichte Vielseitigkeit bei mäßigem Umfang machen das Buch ganz besonders als Repetitorium für den gereiften Hörer wertvoll und wie bemerkt, gelegentlich auch dem Lehrer willkommen.

B. Sander, Innsbruck.

Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Von *F. K. Drescher-Kaden.* (Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Herausgegeben von *F. K. Drescher-Kaden* und *O. H. Erdmannsdörffer:* Band 1.) Mit 210 Textabb., XI, 259 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1948.

Zu den wichtigsten Aufgaben der Petrographie gehört heute die Klärung der Granit- und Gneisbildung. Neben der Geländearbeit sind hier genaue Beschreibung und Deutung der „Reaktionsgefüge" zwischen Quarz und Feldspat von maßgeblicher Bedeutung, da sie Einblick in die Gesteinsgeschichte gewähren und zu weit führende geologische Hypothesen verhindern.

Hier grundlegende Anregungen zu geben, war das Ziel des Verf. (unter Mitverwendung seiner früheren Arbeiten und solcher von *O. H. Erdmannsdörffer* u. a.) in vorliegendem Werk, in dem er feststehende Tatsachen über Verdrängungserscheinungen im mikroskopischen Bereich festhält und deutet, besonders bezüglich der Myrmekitbildung, der Schriftgranite, granophyrischer Strukturen, korrodierter Fremdkörper, Feldspatporphyroblasten usw. Nach Auffassung von *F. Becke* ist der Myrmekit durch Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas entstanden, doch hat schon *O. H. Erdmannsdörffer* gezeigt, daß es zwei genetisch verschiedene Fälle gibt. An vielen Beispielen und unterstützt von zahlreichen vorzüglichen Abbildungen weist Verf. darauf hin, daß der Typ I (prämikrokliner Myrmekit) aus Plagioklas entsteht, der von schlauchförmig eindringendem Quarz schrittweise aufgezehrt wird. Der Typ II (postmikrokliner Myrmekit) ist jünger, seine Entstehung ist so zu deuten, wie *F. Becke* es getan hat.

Dann wird das Erscheinungsbild der schriftgranitischen Quarz-Feldspat-Verwachsungen eingehend diskutiert und gezeigt, daß es sich nicht um eutektische

und gleichzeitige Bildung von Quarz und Feldspat handelt, sondern daß der Quarz den älteren Feldspat verdrängt. Nach eingehender Kritik der *Fersmann*schen Gesetze wird wieder an Hand vieler Abbildungen aufgezeigt, daß hier metasomatische Vorgänge vorliegen. So werden ältere Einschlüsse im Feldspat resorbiert, wie die älteren perthitischen Ausscheidungen in demselben. Wenn der Quarz des Schriftgranites solche Perthiteinschlüsse umwächst oder wenn serizitisierter Kalifeldspat vom Quarz durchsetzt wird, wobei die feine serizitische Trübung zum Teil Kornvergrößerung annimmt, so spricht dies nur für Verdrängung durch den jüngeren Quarz.

Diesen klar und leicht faßlich beschriebenen Erscheinungen sind stets anregende Überlegungen eingeflochten, die das gesamte Problem der Granit- und Gneisbildung beleuchten und klären helfen. Langjährige Erfahrung und viele Beobachtungen in Dünnschliffen, erhärtet durch vorbildliche Abbildungen (meist Mikrophotos) runden das Werk in vollendeter Weise ab. Im Schlußkapitel wird der gesamte Fragenkomplex der Kristalloblastese und deren Beziehungen zu den Reaktionsgefügen erörtert und so die Arbeit zu einem Standardwerk gestaltet, das jedem Geologen und Petrographen, der sich mit der Granit- und Gneisbildung beschäftigt, dringendst zum Studium empfohlen wird.

A. Köhler, Wien.

An Index of Mineral Species and Varieties. Arranged Chemically. With an Alphabetical Index of accepted Mineral Names and Synonyms. Von *M. H. Hey.* XX, 609 S. London: Printed by Order of the Trustees of the British Museum. 1950.

Die vorliegende erschöpfende Zusammenstellung wird von jedem Mineralogen wärmstens begrüßt werden; enthält doch der über 400 Seiten starke Index sämtliche gebräuchlichen und zurückgestellten Mineralnamen in den verschiedensten Schreibweisen mit den zugehörigen Literaturangaben, die sich allerdings vielfach nicht auf die Originalliteratur beziehen; vorherrschend werden die 6. Auflage des Werkes von *Dana* (A System of Mineralogy) und das Min. Mag. angeführt. Wie wertvoll ein solcher Index ist, zeigen z. B. die mehr als zehn verschiedenen Schreibweisen für jenes Mineral, das nun von *Hey* auf die Originalschreibung Tyuyamunit zurückgeführt wird. Über die Gruppierung der Mineralien im I. Hauptteil kann man natürlich verschiedener Meinung sein, besonders in den Einzelheiten. Verf. verfolgt sehr streng ein stark aufgegliedertes chemisches System mit 32 gleichwertigen Gruppen, das natürlich deswegen Nachteile hat, weil es strukturell zusammengehörige, ja sogar mischbare Mineralien auseinanderreißt. Es ist auch Geschmackssache, ob man bei jenen Mineralien, deren Struktur oder wenigstens Elementarkörper bekannt ist, die Formel nach der Größe des Elementarkörpers vervielfältigt. Die im Index angenommenen Mineralnamen werden mit dem ersten Hauptteil unter Vermeidung von Seitenzahlenangaben durch ein dreigliedriges Karteinummersystem koordiniert. — Die ausgezeichnete Verwendbarkeit des Buches wird kaum dadurch gestört, daß, was bei den zahlreichen Formeln in einem so umfangreichen Buch wohl unvermeidlich ist, sich einige Druckfehler einschlichen; das gilt z. B. für die Formel des Pyrochlors (S. 206) und des Koppits (S. 207). *F. Machatschki,* Wien.

Einführung in die Gesteinskunde. Von *H. Leitmeier.* Mit 100 Textabb., VIII, 275 S. Wien: Springer-Verlag. 1950. S 58.—, sfr. 19.—, $ 4.40, DM 18.50.

Ein Buch, wie es der Studierende der Mineralogie, Petrographie, Geologie und der Bauingenieurkunde als Einführungsbuch gerade benötigt. Weit über 20 Jahre fehlt ein solches Buch auf dem deutschen Büchermarkt.

Der Stoff ist im engen Rahmen wohlabgewogen behandelt. Mehr braucht der Anfänger nach Ansicht des Ref. nicht; das Weitere muß er aus den lebendigen, stets dem neuesten Stand angepaßten Vorlesungen entnehmen; dem Hauptfachstudierenden stehen außerdem die größeren, einschlägigen Werke zur Verfügung.

Ganz kurz ist der allgemeine Teil gehalten — und das möchte der Ref. als einzigen Mangel des Buches bezeichnen, der aber dem Verf. nach dem Vorwort keineswegs entgangen ist und der in der Nötigung zur Einhaltung einer knappen Darstellung begründet ist: hier werden auf 17 Seiten nur die Untersuchungsmethoden und die wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien behandelt, letztere mit einer tabellarischen Übersicht über die wichtigsten physikalischen Eigenschaften und unter Verwendung der neuen kristallchemischen Formeln; auf die physikalisch-chemischen Unterlagen konnte aus Raummangel nicht eingegangen werden.

Die Einteilung der Erstarrungsgesteine, wie auch die der weiteren Gesteinsgruppen, schließt sich glücklich an die von *Rosenbusch-Osann* eingehaltene an, wie überhaupt immer die Verbindung mit deren bewährtem Werk „Elemente der Gesteinslehre" aufrecht erhalten ist, selbstverständlich unter Einbau jener Erkenntnisse, die durch die Forschungen der letzten dreißig Jahre gewonnen worden sind, und unter Berücksichtigung der gewaltigen Umstellungen in der Deutung, welche diese notwendig machen; mit anderen Worten, es ist im Wesentlichen nur der Rahmen übernommen. Hinsichtlich der Eruptivgesteinsbildung wird sowohl der klassischen Differentiationstheorie wie auch über Anatexis und Palingenese hinweg der neuen — wenigstens dem Umfang ihres Geltungsbereiches nach — noch umstrittenen Granitisationstheorie entsprechend Rechnung getragen und diese beiden extremen Auffassungen werden vorsichtig gewertet. Die Ausführungen über Ausscheidungsfolge und Gefüge bringen alles Wesentliche. Die Analysentabellen leiden unter dem Mangel einer Unterschriftung mit Bezeichnung und Herkunftsangaben. Eine den Eruptivgesteinen adäquate Behandlung erfahren die Sedimentgesteine und Metamorphite, darunter die Kristallinen Schiefer unter kritischer Beleuchtung der meist keineswegs eindeutig beurteilten Entstehungsbedingungen.

Die vielfach neuen, vorwiegend photographischen Abbildungen (Dünnschliffe und charakteristische Landschaftsbilder) sind vorbildlich und geschickt ausgewählt; sie ergänzen die lebendige Darstellung in glücklicher Weise. Reichlich sind die Fundortangaben für die einzelnen behandelten Gesteinstypen, besonders aus den Ostalpen, ohne daß aber die sonstigen klassischen Vorkommen unerwähnt blieben.

Druck und Ausstattung des Buches sind vorzüglich. — Eine sehr weite Verbreitung wenigstens innerhalb des deutschen Sprachgebietes ist ihm sicher.

F. Machatschki, Wien.

Geochemistry. A Survey of the Chemistry of the Earth. Von *K. Rankama* und *Th. G. Sahama*. Mit zahlreichen Tab. 912 S. Chicago: The University of Chicago Press, 1950. $ 15·—.

Endlich besitzen wir mit dem vorliegenden Buch der bekannten finnischen Geochemiker ein modernes Standardwerk über Geochemie, welches auch die neuesten Arbeiten im ausländischen Schrifttum umfaßt.

Das eigentliche Gerüst des Buches bilden die grundlegenden Forschungsergebnisse des leider zu früh verstorbenen *V. M. Goldschmidt* und seiner Schüler. Die Verfasser konnten hierbei ihre zahlreichen eigenen wertvollen Untersuchungen, hauptsächlich quantitative spektrographische Bestimmungen seltener Elemente in Mineralien und Gesteinen in das Buch aufnehmen. Die folgende Übersicht einiger Kapitel im allge-

meinen Teil des Buches zeigt die weite Verzweigung der modernen Geochemie in andere Wissensgebiete und die Bildung neuer Grenzwissenschaften, die außerordentlich entwicklungsfähig sind. So z. B. „Zusammensetzung und Struktur der Meteoriten", „Häufigkeit der Elemente und Kerne", „Geochemie der Biosphäre", „Der Weg der geochemischen Evolution der Erde", Cosmochemie und Geochemie". Im Kapitel: „Chemische Differentiation der Eruptivgesteine" sind besonders moderne kristallchemische Forschungen, z. B. die Wirkung der Ionenradiengröße und des Valenzwechsels, sowie der Koordinationszahl auf die Migrationsenergie gemäß der Arbeiten von *Wickman* berücksichtigt. Auch die modernen Anschauungen über „Granitisation" werden diskutiert.

Im zweiten Teil folgt eine sehr ausführliche Besprechung des Vorkommens und der geochemischen Verteilungsbahnen der wichtigsten Elemente und ihrer Isotopen in Gesteinen, Mineralien, in der Biosphäre und auch in Meteoriten. Ein besonders aktuelles Kapitel: Kurzlebige radioaktive Elemente und künstliche Elemente beschließt das Buch. Im wertvollen Anhang findet sich eine Darstellung des Periodischen Systems der Atomgewichte, Ionenradien und Elektronenstruktur der Elemente, eine Tabelle von Umrechnungsfaktoren wichtiger Verbindungen und eine Umrechnungstabelle über Konzentrationsangaben in verschiedener Größenordnung. In der Bibliographie sind mehr als 700 Literaturangaben verwertet worden.

Folgende Wünsche darf der Referent für eine Neuauflage äußern: Eine stärkere Bearbeitung minero- und petrographischer Probleme, vielleicht in einem besonderen Kapitel, wobei auch die geochemischen Gesetzmäßigkeiten, die sich in der Stammverwandtschaft von Magmastämmen und Lagerstättentypen zeigen, Berücksichtigung finden könnten. Auch die Differentiation bestimmter Leit-Spurenelemente innerhalb verschiedener Lagerstätten und das bevorzugte Vorkommen dieser Elemente auf bestimmten Lagerstätten sowie ihre Verteilung bei verschiedenen Vorkommen ein und desselben Minerales wären wesentliche diskussionsfähige Fragestellungen. Bezüglich Literatur wäre vielleicht auch die Forschung der italienischen Geochemiker *(Carobbi, Minguzzi, Pierruccini)* einzubauen. Jedenfalls kann das vom Verlag vorbildlich gedruckte und ausgestattete Werk nicht nur den engeren Fachkollegen, sondern auch den Geologen und Lagerstättenforschern wärmstens empfohlen werden. Es stellt ein Ruhmesblatt in der Geschichte der geochemischen Forschung dar.

H. Haberlandt, Wien.

Remsens Einleitung in das Studium der Chemie. Von *H. Reihlen*. 15. Auflage. Mit 60 Abb. und 3 Anhangstafeln, XVI, 354 S. Dresden: Th. Steinkopff. 1950. DM 10.—.

Das durchschnittlich jedes zweite Jahr erfolgende Erscheinen einer neuen Auflage des bekannten Remsenschen einführenden Lehrbuches der anorganischen Chemie zeigt, welcher Beliebtheit sich die Reihlensche Bearbeitung im deutschen Sprachgebiete erfreut. Die vorliegende 15. Auflage stellt eine vollkommene Neubearbeitung dar. Diese betrifft vorzugsweise die Strukturformeln, die Ausführungen über den osmotischen Druck, über Elektrolyse, Ionentheorie und Metallurgie. Auch mineralogischen und lagerstättenkundlichen Angaben ist weit größere Beachtung geschenkt als in den früheren Auflagen; zu wenig erscheint dem Ref. die kristallchemische Forschung berücksichtigt, die ja auf die Vorstellungen von der Konstitution der anorganischen Stoffe umwälzenden Einfluß genommen hat.

F. Machatschki, Wien.

Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Von *B. Sander*. In zwei Teilen. Zweiter Teil: Die Korngefüge. Mit 153 Textabb., 166 Gefügediagrammen und 8 zum Teil farbigen Tafeln, XII, 409 S. Wien und Innsbruck: Sprin-

ger-Verlag, 1950. S 210·—, geb. S 222·—; sfr. 63·—, geb. sfr. 66·—; $ 14·50, geb. $ 15·30; DM 60·—, geb. DM 63·—.

Während der erste Teil, die allgemeine Gefügekunde, besonders für den Feldgeologen bestimmt ist, reicht dieser zweite über den Wirkungskreis von Geologie und Petrologie hinaus, setzt aber den Stoff des ersten Teiles voraus. Der richtige Weg zur vollen Erfassung des Stoffes führt über den ersten Teil zum zweiten Teil und davon wieder zum ersten Teil zurück. Während im zweiten Teil der ersten Auflage die Behandlung und die Analyse homogener Bereiche im Vordergrund standen, ist nun in der zweiten Auflage die Analyse inhomogener Bereiche, die Drehlage und Ortslage der Körner bedeutend mehr berücksichtigt. Dadurch gelangt der Autor zu einer allgemeineren Gefügekunde, die auch lebendige Gewebe in manchen gemeinsamen Zügen studieren und gegeneinander kennzeichnen lassen wird, ein Weg, der zu einer allgemeinen Gefügekunde führen kann. In der neuen Auflage werden der Zahl nach weniger Einzelbeispiele gebracht, diese aber im Arbeitsgang viel ausführlicher beschrieben. Das Buch will aber auch in dieser neuen erweiterten Darstellung durchaus kein Handbuch, sondern nur eine Einführung in derzeit besonders aktive Begriffsbildungen, Arbeitsvorgänge und Deutungen sein. Wenn *Sander* nach seinen eigenen Ausführungen weder eine Übersicht *aller* Begriffsbildungen noch *aller* Korngefügeanalysen bringen will, so hat er uns doch, nach der Meinung des Referenten, in dieser Neubearbeitung seiner Gefügekunde das für alle Zeiten grundlegende *Lehrbuch* der Gefügekunde geschenkt, auch wenn der in der ganzen Welt anerkannte Meister der Gefügekunde die erste Auflage „Gefügekunde", die fast doppelt so starke zweite Auflage nur „Einführung" in die Gefügekunde nennt. Freilich ist der einzig mögliche Weg zur Gefügekunde an der Hand dieses Lehrbuches, wie *Sander* ausdrücklich fordert, nur durch eigene gefügeanalytische Arbeit möglich, genau so wie der Weg zur Chemie nur über eigene analytische Arbeit führen kann. Zuerst arbeiten und dann über die Gefügekunde reden ist *Sanders* Rat, eigene gefügeanalytische Arbeit verringert auch die stilistischen Schwierigkeiten des Werkes. Niemals aber darf bei gefügekundlicher Gesteinsanalyse der Zusammenhang mit der Geologie verloren gehen „... die Geologie braucht Korngefügekunde nicht weniger, als die Korngefügekunde Geologie".

Nach der Darlegung allgemeinster Merkmale der Korngefüge wird die optische Untersuchungsart der Gefüge mit und ohne U-Tisch, die Topotropie des Gefüges, also die Achsenverteilungsanalyse und die Synthese des Gefüges nach Ortslage und Drehlage der Körner und dann die röntgenoptische Analyse des Korngefüges behandelt. Es folgt die Lehre vom *allgemeinen Gesteinsgefüge*, vom Kristall als Gefügekorn, von der wichtigen Rolle der Intergranulare und der Intragranulare, die Analyse inhomogener Korngefüge, die Koordination der Korngefüge, dann Allgemeines über die Regelung homogener Bereiche mit einer grundlegenden Behandlung der Gefügeregelung überhaupt, weiteres u. a. über die Regelung der Tektonite, über die mechanische Gefügeregelung nach der Korngestalt, über den Einfluß der Gefügegenossen, über die Abbildungskristallisation und das Wachstumsgefüge und deren Regelung, über die Keimregelung; dann folgt eine Übersicht über das Verhalten der Gefügekörner und schließlich über das geregelte Gefüge kleiner Elemente und Korngefüge. Dann werden als Gefügeanalysenbeispiele die Gefüge von Quarz, Calcit und Glimmer, besonders ausführlich das von Quarz gebracht. Beim Quarz wird das Tektonitgefüge mit vielen Beispielen belegt, dann ausführlich Quarz als Beispiel für die Achsenverteilungsanalyse behandelt und an Quarziten von Rain im obersten Taufererta1 nördlich von Brunneck, von der Rensenspitze bei Mauls, von der Vikarspitze bei Innsbruck und von Gries am Brenner vorgeführt und schließlich eine Zusammenfassung von allgemeinen Ergebnissen der Achsenverteilungsanalyse gegeben

und mit dem Quarzachsengefüge und dem Quarzlamellengefüge als Analysenbeispiel für die Beziehung des Kornmechanismus zur Regelung geschlossen. Auch für die Einregelung von Kalzit in mittelkörnigen Kalzittektoniten werden zahlreiche Beispiel in den Tafeln gebracht. Viele Analysenbeispiele mittelkörniger und feinkörniger Glimmertektonite schließen sich an. Wie in der ersten Auflage, haben typisierbare Korngefüge der Formung und der Anlagerung für den Bereich vom Handstück bis zum Profil eine eingehende Darstellung gefunden. Besonders behandelt sind flächige und lineare Parallelgefüge des Korngefüges, ein Abschnitt, bei dem auch Theorien der Schieferung im Korngefüge besprochen sind; dann folgen rotierende Gefüge, trikline Tektonite von typisierbarer Formung, gekrümmte Gefüge von verschiedener Art, Schmelztektonite und eine sehr ausführliche Behandlung der Anlagerungsgefüge.

Die Ausführungen *Sanders* sind nicht nur durch zahlreiche, auf das sorgfältigste ausgewählte und hervorragend gut wiedergegebene Dünnschliffbilder, sondern auch durch 166 Analysendiagramme und 3 Achsenverteilungsanalysenbilder auf Tafeln ergänzt.

Zahlreich über alle Kulturländer sind heute die Erfolge der Gefügekunde verbreitet, nicht nur der Geologe und Petrologe, in neuester Zeit auch besonders der Erzlagerforscher verwendet die Gefügekunde für die Verfolgung und das Auffinden von Erzanreicherungen; alle diese Forscher werden dieses Standardwerk mit großer Freude begrüßen, zumal man es uns in so vortrefflicher Ausstattung darbietet.

H. Leitmeier, Wien.

Die Eigenschaften der Minerale. I.: Die äußeren Kennzeichen insbesondere der erz- und gesteinsbildenden Mineralien. Von *A. Schüller*. Mit 11 Textabb. und 2 Farbtafeln, II, 172 S. Berlin: Akademie-Verlag. 1950. DM 19.60.

Bestimmungstabellen für Mineralien nach Art der vorliegenden kommen sicherlich einem Bedürfnis entgegen. *Schüllers* Tabellen schließen sich enge an die gut benützbaren, in zahlreichen Auflagen erschienenen Tabellen von *Weisbach-Kolbeck* an. Den eigentlichen Tabellen vorausgestellt sind Anleitungen zu deren Gebrauch unter Einbau einiger Grundtatsachen aus der Kristallographie, Ausführungen über die Minerallagerstättenbildung und Anführung einfachster chemischer Reaktionen, die zum Nachweis von 19 häufigen Schwermetallen dienen. In der Einteilung der Tabelle auf S. 29 von kristallchemischen Klassen zu sprechen, erscheint etwas gewagt, da es sich um eine rein chemische Einteilung handelt. Gegenüber jenen von *W.-K.* sind die Tabellen beträchtlich erweitert; sie umfassen ungefähr 450 Mineralien. Die chemischen Nachweisverfahren sind aus den Tabellen des vorliegenden I. Teiles ausgeschieden, was nicht als vorteilhaft gewertet werden kann; sie wurden für den II. Teil reserviert. Insofern sind auch für den Studenten und Praktiker die ein Jahr früher erschienenen Tabellen von *A. Köhler* vorzuziehen. Die Formelschreibung könnte einheitlicher gehandhabt werden; daß sich bei der großen Zahl hier einige Druckfehler eingeschlichen haben, ist nicht zu verwundern. Die Raumgruppenangaben in Tabellen dieser Art könnten entbehrt werden. Sehr erfreulich sind die überall zu findenden Hinweise auf Verwechslungsmöglichkeiten mit ähnlichen Mineralien. Die 4 Abb. von Uranmineralstufen auf den beiden Farbtafeln sind gut gelungen. Das Buch wird sich sicherlich als Bestimmungsbuch nach äußeren Kennzeichen gut bewähren.

F. Machatschki, Wien.

Einführung in die Gesteinswelt. Von *H. Schumann*. Mit 49 Textabb., XI, 183 S. Göttingen: Van den Hoeck & Ruprecht. DM 5.80.

Verf. hat es unternommen, für die Studierenden des Nebenfaches und für die interessierten Laien ein kleines Buch zu schreiben, in welchem in eleganter

Knappheit die Grundlagen der Gesteinskunde mit ausreichender Bebilderung behandelt werden. Die Tendenz, die ihn dabei leitete, und die im Vorwort zum Ausdruck gebracht wird, kann der Ref. nur voll unterstreichen; sie besteht darin, den Versuch zu machen, auf *einem* Gebiet das nachzuholen, was die Schule an der Vermittlung der notwendigsten naturwissenschaftlichen Kenntnisse versäumt, und einem weiteren Kreis Bedeutung und Ziele der petrographischen Forschung nahezubringen. — Geschichtlichen Angaben folgen die notwendigen Begriffsabgrenzungen. Die Behandlung der wichtigsten Gesteine — eingeteilt in üblicher Weise in Erstarrungsgesteine, Sedimentgesteine und Metamorphite — und der wichtigsten darin enthaltenen Mineralien bilden den Hauptteil; überall findet man zweckmäßige Hinweise auf die Beziehungen des Menschen und überhaupt der belebten Natur zur Gesteinswelt. Die Auswahl ist im vorgegebenen Rahmen im allgemeinen gut gelungen; die Salzgesteine kommen wohl etwas zu kurz, die Erzgesteine werden nicht in den Bereich der Betrachtung gezogen; auch die Auswahl der chemischen und Mineralbestandsanalysen der Haupttypen entspricht dem angestrebten Ziel. Vielleicht wäre doch ein gewisses Eingehen auf Kristallstrukturfragen angezeigt, soweit diese speziell für die Entwicklung der Erstarrungsgesteine von beträchtlicher Bedeutung sind; die Formelschreibung könnte mehr vereinheitlicht werden; so sieht man sicherlich aus den Formeln für Albit und Anorthit auf S. 35 die Zugehörigkeit zu einer Mischkristallreihe nicht ohne weiteres ein; auch ist nicht verständlich, warum man z. B. den Amphibolen die verdoppelte Formel gibt; die Abgrenzung der Bezeichnungen Amphibol, Hornblende und Augit ist nicht scharf.

Vielleicht wird aus ähnlichen Versuchen auch auf anderen Gebieten einmal im deutschen Sprachgebiet etwas Ähnliches entstehen, wie es die Angelsachsen in ihren Pelican books haben, die Darstellungen von ähnlichem Umfang auf den verschiedensten Gebieten der Kultur im weitesten Sinn und der Technik bieten und die wegen des außerordentlich niedrigen Preises von jedermann leicht erstanden werden und die eben deswegen, der rasch fortschreitenden Entwicklung entsprechend, immer wieder neu aufgelegt und damit dauernd auf dem neuesten Stand gehalten werden können.

F. Machatschki, Wien.

Struktur und Eigenschaften der Kristalle. Eine Einführung in die physikalische und chemische Kristallkunde. Von *H. G. F. Winkler*. Mit 62 Textabb., 1 Tafel und 78 Tab., VIII, 258 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1950. DM 16.80.

Die fortschreitende Entwicklung der kristallchemischen Forschung gibt mehr und mehr die Möglichkeit, durch Sichtung reichen Materials Kristallphysik und Kristallchemie zu koordinieren. Dies für den gegenwärtigen Zeitpunkt durchzuführen, ist der Zweck des vorliegenden Buches. Anfänge in dieser Richtung gehen, wie der Verf. in der Einleitung ausführt, schon weit zurück, da man zahlreiche physikalische Erscheinungen in Beziehung zur Makrosymmetrie der Kristalle bringen konnte.

Im ersten Abschnitt werden die Eigenschaften der Gitter der verschiedenen Bindungstypen behandelt: Refraktion, Gitterenergie, Härte, Siede- und Schmelzpunkte, thermische Ausdehnung, Kompressibilität, elektrische und magnetische Eigenschaften, plastische Verformung usw. Die darauf folgende Einteilung der zahlreichen, nach Bauart, Dimensionierung usw. eingehend behandelten Gitter erfolgt nicht wie üblich nach dem Formeltyp, sondern nach Art der Erstreckung der stärksten Bindungen, ungefähr nach dem Prinzip: Dreidimensionale Koordinationsgitter, Schichtgitter, Kettengitter, Molekülgitter, wobei die Zuordnung, bei

Aufstellung von Übergangstypen, ohne völlig abgelehnt werden zu müssen, manchmal ungewöhnlich erscheint; die Berechtigung zu solchen Abweichungen für den vorliegenden Zweck ergibt sich vielfach aus der Art der Anisotropieeigenschaften. Die Erscheinungen der Isomorphie, Mischkristallbildung und Polymorphie erfahren anschließend eine gründliche Behandlung, ebenso die verschiedenen Arten der Fehlordnungen und Baufehler und damit verbundenen Eigenschaften und die Rotationserscheinungen in vielen Gittern, besonders mit Rücksicht auf ihren Einfluß auf den Verlauf der spezifischen Wärme. Der metamikte Zustand müßte, da überhaupt, vielseitiger behandelt werden.

Im zweiten Abschnitt wird in gewissem Sinne umgekehrt von einer Anzahl von wichtigen Eigenschaften, wie Härte, Lichtbrechung, Doppelbrechung, Spaltbarkeit usw. ausgegangen und diese ihrerseits zu verschiedenen Gittertypen in Beziehung gebracht; dies macht eine Reihe von Wiederholungen des im ersten Hauptteil Gebrachten unvermeidlich, gibt aber anderseits zur Aufdeckung weiterer Zusammenhänge Anlaß. — Eine Erläuterung von kristallographischen Grundbegriffen, ein Sachverzeichnis und eine Tafel über die Atom- und Ionenradien innerhalb des periodischen Systems beschließen das gut und einleuchtend bebilderte und bestausgestattete Werk.

Die Darstellung ist recht gut gelungen; eine Fülle von Material wurde gebracht und geordnet; aus aufgezeigten, ungeklärten Fragen erwachsen zahlreiche Anregungen.

F. Machatschki, Wien.

Nachrichten.

Die kanadische mineralogische Forschung erlitt einen schweren Verlust durch den Tod von Prof. *Martin Alfred Peacock* (University of Toronto), der am 30. X. 1950 im Alter von 52 Jahren starb.

Auf der Hauptversammlung 1950 der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, die Ende August in Göttingen stattfand, wurde auf Anregung einer Reihe interessierter Wissenschafter eine „Sektion für Kristallkunde" eingerichtet und diese Sektion sinngemäß in den Satzungen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft verankert. Zum Leiter der Sektion, der gleichzeitig einer der beiden stellvertretenden Vorsitzenden der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft ist, wurde Prof. Dr. *H. O'Daniel*, Universität Frankfurt, gewählt.

Die Gesellschaft wünscht, in der „Sektion für Kristallkunde" auch diejenigen Fachrichtungen zu pflegen, die — über den Rahmen speziell mineralogischer Fragestellungen hinausgehend — sich mit dem Aufbau und den Eigenschaften des festen kristallisierten Körpers befassen. Die Gesellschaft hofft, auf diesem Wege einen engen Kontakt mit den Nachbardisziplinen der Mathematik, der Physik und der Chemie herzustellen. Eine jährliche Vortragstagung soll vorzüglich hiezu dienen. — Die erste Diskussionstagung findet am 1. und 2. Mai 1951 in Frankfurt a. M. statt.

Die Österreichische (früher Wiener) Mineralogische Gesellschaft feiert im Rahmen der Jahrhundertfeier der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt am 14. und 15. Juni in Wien ihren 50jährigen Bestand durch einen Festvortrag, Führungen und weitere Vorträge; anschließend ist für 16. bis 19. Juni eine Exkursion in die ostalpine Grauwackenzone (Veitsch, Erzberg), nach Kraubath und in die Umgebung von Badgastein geplant. Teilnehmermeldung an die Mineralogische Abteilung des Naturhistorischen Museums, Wien, I.

Berichtigung

zu S. 144 des II. Bandes: In dem Vortragsbericht von *Alfred Schiener* über „Neuere Mineralfunde aus den Salzburger Alpen" (Nr. 111 der Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft) ist infolge eines technischen Versehens im zweiten Absatz zweimal Ca statt Pb gedruckt worden. Die betreffende Stelle muß natürlich lauten: „Wo jedoch die Mo-Lösung in den Bereich der Oxydation gelangte und obendrein Pb zur Verfügung stand, erfolgte Ausscheidung von Wulfenit (Achselalpe im Hollersbachtal). Dieses Verhalten deutet auf eine große Affinität des Mo zu Pb."

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Aus dem Forschungsinstitut Gastein in Badgastein (Mitteilung Nr. 54) und dem Physiologischen Institut der Universität Innsbruck.

Über Uran anreichernde Warzen- und Knöpfchensinter an österreichischen Thermen, insbesondere in Gastein.

Von

F. Scheminzky, Innsbruck u. Badgastein, und **W. Grabherr,** Innsbruck.

Mit 9 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. März 1950.)

Neben den gewöhnlichen *Kalksintern* (Decken- und Bodenzapfen, Sinterdecken, Hängesinter u. a.) finden sich an den verschiedenen Quellaustritten der Gasteiner Thermen auch bisher unbeachtet gebliebene Kalksinter von Warzen- und Knöpfchenform, die der eine von uns *(G.)* als „thermale Warzensinter" den nahezu gleichgestalteten Höhlensintern gegenüberstellte (1). Auch die Warzensinter sind keine rein mineralischen Abscheidungen, sondern gehen *wenigstens in ihrer Entstehung* auf die Mitwirkung von verschiedenen Blaualgen (Cyanophyceen) zurück. Später fand der eine von uns *(G.)* ähnliche Bildungen auch an den Ursprüngen der Therme von Hintertux in den Zillertaler Alpen, der andere *(Sch.)* solche in besonders schöner Ausbildung — am Ursprung der Augenquelle von Kleinkirchheim in Kärnten. Obwohl das Vorkommen von gleichartigen biologisch bedingten Kalksinterbildungen an drei verschiedenen Thermalquellen an sich schon in balneobiologischer Hinsicht bemerkenswert ist, gewinnen diese Gebilde an den drei genannten Thermalquellen durch die Feststellung einer Urananreicherung noch ein besonderes Interesse (*Grabherr* und *Scheminzky* [2])[1].

Viele Blaualgen aus den verschiedensten systematischen und biologischen Gruppen fällen aus einem sie überrieselnden oder überspritzenden Wasser den als $Ca(HCO_3)_2$ gelösten Kalk aus, der in den Gallertscheiden oder Hüllen als $CaCO_3$ zur Ablagerung kommt. Für die heißen Wässer des Yellowstone Parc (USA.) haben *Weed* (3) und *Davis* (4) schon im vergangenen Jahrhundert auf die Rolle von Zoogleen und

[1] Für die tatkräftige Mitarbeit bei den hier berichteten Untersuchungen sind wir der med.-techn. Assistentin des Physiologischen Institutes, Frl. *E. Müller,* zu besonderem Dank verpflichtet.

Cyanophyceen bei der Sinterbildung hingewiesen und die faserige Struktur des dort abgeschiedenen Travertins aus der Mineralisierung der pflanzlichen Faserbündel erklärt, die durch Säure wieder aus dem Sinter herausgelöst werden konnten. *Diels* (5) sowie *Bachmann* (6) wiesen am Beispiel der Südtiroler Dolomitenriffe erstmalig kurz auf die eigenartigen Biocoenosen aus kalkabscheidenden Blaualgen hin, die steile Felswände von Kalk- und Dolomitengebirgen besiedeln. *Ercegovic* (7) untersuchte eine an den Küsten des Mittelmeeres verbreitete, sehr artenreiche Felsufervegetation (Lithophyten), welche sich in der Brandungszone steil ins Meer abfallender Kalkfelsen ansiedelt und praktisch nur aus Cyanophyceen besteht, von denen ein Teil im Inneren des Gesteines lebt (Endolithophyten). Auch in Höhlen kommen mancherlei Kalksinter vor, von denen einige sich durch ihre besondere Form und ihren besonderen Aufbau herausheben; *Magdeburg* (8) hat sich als erster eingehender mit diesen Sonderformen beschäftigt und zeigen können, daß bei ihrer Entstehung biologische Prozesse eine Rolle spielen (vgl. später). Ganz die *gleichen* Formen, wie wir sie hier für die drei genannten österreichischen Thermalquellen beschreiben, hat dieser Autor (8, 9) in den Höhlen der fränkischen Schweiz gefunden und als organogene Bildungen unter Mitwirkung von Blaualgen erkannt; solche als Warzen- und Knöpfchensinter auftretende Gebilde — fälschlicherweise mitunter auch in den Begriff des „Teufelskonfekt" einbezogen[1] —, kommen im übrigen auch in fast allen Höhlen vor und sind den Speläologen längst aufgefallen, ohne daß vor *Magdeburg* aber ihre wahre Natur erkannt worden wäre. In der Balneobiologie sind sie bisher — wie schon eingangs erwähnt — ganz unbeachtet geblieben (vgl. dazu *Vouk* [11]).

1. Das Vorkommen der Warzen- und Knöpfchensinter an den Thermen von Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim.

Die *Gasteiner Therme* kommt in Badgastein am Hang des Badberges — einem Vorberg des Graukogels —, mit heute 17 Einzelquellen, die jeweils wieder mehrere Austritte haben können, zutage; sie strömt zum Teil durch Moränenschutt, zum Teil sind die Quellen durch kürzere oder längere Stollen direkt am Fels gefaßt. Die heißeste Quelle weist eine Temperatur von 47·5° C auf. Wie bekannt, sind diese Quellen durch gelöste Radiumemanation (Radon) hochradioaktiv, die stärkste zeigt eine Konzentration von 390 M. E., gleich 142 mμC/l (12). Es ist wahrscheinlich, daß *ein Teil* des Thermalwassers als juvenil angesehen werden muß. Die erwähnten epipetrischen Kalksinterbildungen, die wir im Einzelindividuum als „Epipetrium" bezeichnen wollen, sind an zahlreichen der Gasteiner Quellaustritte zu finden. Sie treten allerdings niemals *unter Wasser* auf, sondern nur an der Litoralzone von Thermalwasserbecken oder Thermalwasserströmen sowie an Felswänden oder Mauerwerk, das vom Thermalwasser besprüht oder von diesem in dünner Schicht überrieselt wird. Besonders schön, auch leicht zugänglich, sind die Warzen und Knöpfe am Hauptaustritt der Elisabeth-Quelle (Quelle Nr. IX), wo sie nicht nur die Austrittsöffnung für den Thermal-

[1] Fälschlich deshalb, weil unter „Teufelskonfekt" nach *Kyrle* (10) kugelförmige, *lose*, nicht mit der Unterlage verwachsene Sinter zu verstehen sind.

wasserstrom zwischen großen Felsblöcken, sondern auch die Wände der ganzen Fassung dicht aneinandergedrängt überziehen (Abb. 1). Man findet sie weiters an der freien, immer wieder von Thermalwasser zart überrieselten Felswand gleich links neben und auch über der Eisentüre des Hauptaustrittes der Doktor-Quelle (Quelle Nr. VI), aber auch im Innern der Quellfassung, wo sie an der Decke über dem Austrittsspalt sogar nach Art von Stalaktiten abwärts gegen das Thermalwasser zu wachsen. Auch an anderen Quellen sind sie nicht

Abb. 1. Hauptaustritt der Elisabeth-Quelle (Quelle Nr. IX) in Badgastein (Salzburg); der Pfeil zeigt die Richtung der Thermalwasserbewegung an. Die gesamte Umgebung der Austrittsspalte ist dicht mit Warzensinter überzogen. Rund $^1/_6$ der natürl. Größe.

minder auffallend, so am rückwärtigen Felsgesimse im Inneren der neuen Franzens-Quelle (Quelle Nr. VII), an den freiliegenden Felswänden oberhalb der nur durch ein Eisenrohr gefaßten Mitteregg-Quelle (Quelle Nr. XI) und schließlich wieder in besonders reicher Ausbildung im alten Fledermausstollen (Quelle Nr. X), der noch mit Schlegel und Hammer auf 8·5 m Länge, vermutlich im 15. Jahrhundert unter Mitwirkung des Gewerken *Konrad Strochner,* vorgetrieben wurde; er schloß drei Warmwasseraustritte am linken Ulm auf und hat sich als unbenützter Quellaustritt seit Jahrhunderten im ursprünglichen, naturbelassenen Zustand erhalten. Im Fledermausstollen finden sich die Epipetrien nicht nur an dem von Thermal-

wasser überrieselten linken Ulm dicht aneinandergedrängt, zum Teil sogar zu zusammenhängenden Sinterkrusten konfluierend vor, sondern auch am gegenüberliegenden rechten Stollenulm und an der Litoralzone eines Thermalwasser-Sammelbeckens (Abb. 2), das über der Stollensohle durch die Errichtung einer zirka 25 cm hohen Staumauer im Jahre 1930 dicht hinter dem Mundloch entstanden ist. Die *Gestalt der Epipetrien* an den Gasteiner Quellaustritten ist nicht immer ganz gleich; sie können reine Warzenform zeigen oder auch gestielte Knöpfe bilden (Abb. 2), doch kommen mitunter, besonders an der Felswand neben und über der Türe zur Fassung des Haupt-

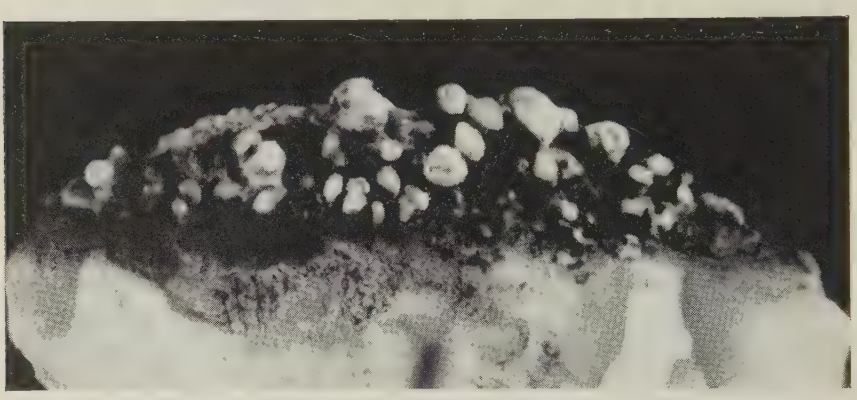


Abb. 2. Quarzfels mit Warzensinter von der Litoralzone des Thermalwasserbeckens im Fledermaus-Stollen (Quelle Nr. X) in Badgastein (Salzburg). Rund $1^1/_2$fache natürl. Größe.

austrittes der Doktor-Quelle (Quelle Nr. VI) sogar geweihartig verzweigte Formen vor. Die Größe dieser Sinterbildungen schwankt zwischen wenigen Millimetern bis zu 1 cm Höhe und Durchmesser — in der letztgenannten Größe z. B. an der Decke in der Fassung des Hauptaustrittes der Doktor-Quelle —, wohl in Abhängigkeit vom Alter dieser Gebilde, der Quellentemperatur bzw. der zum Standort dringenden Wärme. Das Alter läßt sich nicht ohneweiters bestimmen, doch ist sicher ein sehr langsames Wachstum anzunehmen. Für die schon erwähnte Litoralzone am Sammelbecken in der Fledermaus-Quelle (Quelle Nr. X) läßt sich das Alter angeben, da die dort vorhandenen, bis fast zu 1 cm Höhe gewachsenen Kalkknöpfe (Abb. 2) erst nach Aufstauung des Thermalwassers, also erst in den letzten 20 Jahren, zur Ausbildung gekommen sein können. Die Unterlage, auf der die epipetrischen Algen sich ansiedelten, ist in Badgastein sehr häufig der unmittelbare Quarzfels; der Kalk kann daher nicht der Unterlage entstammen und unsere Pflanzengesellschaften (vgl. später) können daher auch nicht kalklösende (kalkbohrende), son-

dern nur ausgesprochen kalkausscheidende Algenarten sein. Auch am eisernen Abflußrohr des Thermalwasser-Staubeckens im Fledermaus-Stollen setzte, sogar auf der vom Thermalwasser abgekehrten oberen Rundung des Eisenrohres, die Bildung von Epipetrien ein. Offensichtlich vom Rost des Rohres beeinflußt, ist hier ihre Farbe stellenweise, besonders aber an den Eisenstellen, rötlichbraun (Fe_2O_3-Gehalt). Außerhalb der Gasteiner Quellursprünge wurden in der freien Natur an Felswänden, die zeitweilig vom kalkhaltigen Wasser überrieselt werden, so z. B. am Radhausberg bei Böckstein hie und da, aber keineswegs häufig, *nur Ansätze* zu ähnlichen Kalkausscheidungen von Blaualgen gefunden; diese erreichen jedoch nie auch nur annähernd eine solche Entfaltung und Größe wie an den Gasteiner Thermen. Die Warzen- und Knöpfchensinter an den Gasteiner Quellursprüngen stellen jedenfalls eine *spezifisch thermale* Bildung dar.

Die *Therme von Hintertux* (Tirol) kommt aus grobblockigem Moränen- und Gehängeschutt am Berghang südöstlich vom Tuxer Bach mit 18 dicht nebeneinander liegenden, verschieden warmen, meist ungefaßten Quellen mit einer Temperatur bis zu 21,6° C hervor. Die Radioaktivität (Radongehalt) ist unbedeutend und wurde 1910 von *Bamberger* und *Krüse* (13) mit nur 2·4 M. E. gleich rund 0·9 mμC/l, 1941 von *Rippel* (14) sogar nur mit 0·8 M. E. gleich 0·28 mμC/l festgestellt. Nach *Wollmann* (15) ist das Thermalwasser als vados anzusehen, das als Regen- und Schmelzwasser in die Tiefe sickert und nach Anwärmung wieder aufsteigt. Das Thermalwasser entspringt bei manchen der Quellaustritte unmittelbar dem Wiesenboden, bei anderen tritt es zwischen herabgestürzten Felsblöcken hervor. An solchen felsigen Quellaustritten, insbesondere am westlichsten, dem von uns „Große Epipetrien-Quelle" genannten Austritt sowie an einem nahen kleineren Austritt und auch an mehreren anderen, kommen in den Spalten zwischen den Felsblöcken oberhalb des Thermalwasserspiegels (Abb. 3), ferner an der Litoralzone der von Felsblöcken umgrenzten Thermalwasserbäche und schließlich auch an den trockenen Flächen der im Thermalwasser liegenden Steine reichlich epipetrische Bildungen bis zu 8 mm Höhe vor, deren Gestalt meist die eines gestielten Knopfes ist; nicht selten machen diese Knöpfe den Eindruck, als ob sie von obenher zusammengedrückt worden wären, und häufig sind an solchen Stücken die Köpfe der Epipetrien miteinander zu einer fast gleichmäßigen Fläche verwachsen (Abb. 4). Sie erinnern dann in ihrem Aussehen an manche *Furchensteine* aus der Litoralzone der größeren Alpenseen, z. B. des Bodensees.

Die *Therme von Kleinkirchheim* (Kärnten) kommt am Hang gegen die Ortschaft St. Oswald vermutlich aus Triaskalk und über-

lagertem Gehängeschutt mit einer Temperatur von 22·5° bzw. 20·2° C hervor; auf der Parzelle der St. Katharinenkirche entspringen sowohl

Abb. 3. Austritt der »Großen Epipetrien-Quelle« in Hintertux (Tirol). Das Warmwasser strömt unter einem großen Felsblock in Richtung der Pfeile hervor; an der Unterseite des Blockes, der Quellspalte zugekehrt, zieht quer durch die Mitte des Bildes die Reihe der weißen Epipetrien, die wie Stalaktiten nach unten gewachsen sind. Rund $^1/_2$ der natürl. Größe.

die Katharinen-Quelle unter dem Sockel eines Bildstockes als auch in der Unterkirche selbst die Augen-Quelle. Nach d[illegible]ioaktivität halt) ist die [illegible]irchheimer e gleich nach [illegible]astein einzurei[illegible]en; diese betrug 1923 nach *Nagele* (16) 35 M. E., gleich rund 12·7 mμC/l. Das Warmwasser ist nach *Kahler* (17) wohl als vadoses Wasser aufzufassen, das nach Absinken sich in der Tiefe erwärmt und unter dem Druck des nachströmenden Kaltwassers wieder hochgetrieben wird. Die Fassung der Katharinen-Quelle ist in jüngerer Zeit erneuert worden; wahrscheinlich sind aus diesem Grund heute an ihr keine Kalksinter epipetrischer Blaualgen mehr zu finden. Der Ursprung der Augen-Quelle dagegen,

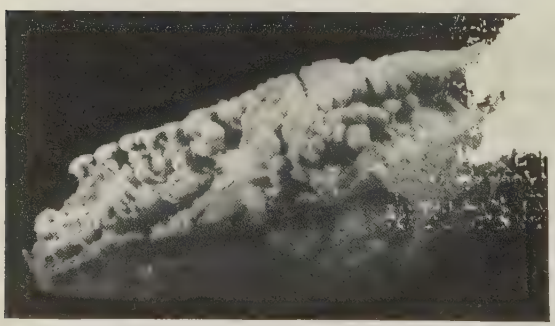


Abb. 4. Felsstück von der »Großen Epipetrien-Quelle« in Hintertux (Tirol) mit dichtem Überzug von Knöpfchensinter, dessen Einzelepipetrien, besonders rechts, teilweise konfluieren. Natürl. Größe.

der sich in der Unterkirche befindet, durfte nicht angetastet werden und so hat sich die alte sakrale Fassung seit Jahrhunderten, vielleicht seit *500 Jahren*, unverändert erhalten. Der Berghang, durch den beide Quellen abfließen, trifft die Katharinenkirche in der Höhe des Fußbodens der Oberkirche; die Unterkirche liegt daher bereits unter Terrain

Abb. 5. Austritt der Augen-Quelle von Kleinkirchheim (Kärnten) in einer Maueröffnung der Krypta der St. Katharinenkirche. Das Thermalwasser strömt in einem mehrere Meter langen Kanal durch die Grundmauer der Kirche und stürzt durch die Maueröffnung in einen Blechtrichter frei ab. Die gesamte Innenwand des Kanals über dem Wasserspiegel, die Umgebung der Austrittsöffnung und die Innenseite des Blechtrichters sind dicht mit Warzensinter überzogen. Rund $^1/_6$ der natürl. Größe.

und das mit der Augen-Quelle austretende Thermalwasser durchsetzt ihre Grundmauern in einem schmalen, rückwärts abgebogenen Kanal von etwa 10×30 cm Querschnitt und — soweit man Einblick nehmen kann — einigen Metern Länge. Aus der Öffnung des Kanales stürzt das Warmwasser in einen Blechtrichter von etwa 35 cm Durchmesser frei ab (Abb. 5), der unten in das Ableitungsrohr übergeht.

Das Innere des Kanales ist, so weit er sich überhaupt überblicken läßt, oberhalb des Wasserspiegels dicht mit dem Warzen- und Knöpfchensinter in seltenschöner Ausbildung überzogen (Abb. 5); aber auch die Innenwand des Blechtrichters sowie die Wände zu beiden Seiten und oberhalb sowie unterhalb der Kanalöffnung und schließlich die Decke der Wandnische, in der sich der Quellaustritt befindet, also alle Stellen, wohin Thermalwasser versprüht wird oder durch wilde Austritte hingelangt, zeigen mehr oder weniger dicht gedrängt die hier erörterten Bildungen. Sie weisen an manchen Stellen mehr Warzenform, an anderen mehr die Form gestielter Knöpfe auf. Rechts unterhalb des Blechtrichters kommen auch fingerförmige oder oben kegelförmig zulaufende Gebilde vor (Abb. 6). An vielen Stellen ist die Tendenz zum Konfluieren der Einzelepipetrien erkennbar (Abb. 6), die an diesem Quellaustritt infolge der so lange Zeit ungestörten Entwicklung eine Höhe bis zu fast 1 cm erreichen konnten. Das erwähnte Vorkommen dieser Bildungen auch auf der Wand des *Blech*trichters zeigt im übrigen wieder, daß der Kalk aus dem Thermalwasser und nicht von der Unterlage stammt und daß die am Aufbau des Epipetriums beteiligten Algen kalkabscheidend, nicht kalklösend sind.

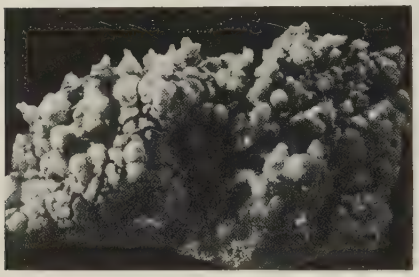


Abb. 6. Bruchstück eines Mauerbausteines aus der Nähe der Austrittsöffnung der Augen-Quelle von Kleinkirchheim (Kärnten). Die dicht aneinander gedrängten Epipetrien haben hier z. T. eine fingerförmige bis kegelförmige Gestalt. Natürliche Größe.

Die *Farbe aller dieser epipetrischen Bildungen* ist nach dem Fundort jeweils verschieden. Die Sinter von den Gasteiner Quellen sind, sofern sie an oder über Thermalwasserbecken bzw. Thermalwasserströmen vorkommen, weißgrau; abgefallene und längere Zeit im Thermalwasser gelegene Stücke sind häufig durch Eisenniederschläge braun; außerhalb der Quellursprünge im Freien vorkommende Epipetrien, wie z. B. in der Felsnische vor der Doktor-Quelle (Quelle Nr. VI) sind auf der Einfallseite des Lichtes gewöhnlich graugrün und diese, aber nur diese Seite der Warzensinter zeigt dann im Fluoreszenzlicht das dumpfrote Leuchten des Chlorophylls. Die Epipetrien von Hintertux sind gleichfalls von grauweißer Farbe; auch hier können in das Thermalwasser hineingefallene Stücke durch Eisenniederschläge einen bräunlichen Ton zeigen. Die Warzensinter von Kleinkirchheim sind ausgesprochen grau, an manchen Stellen, z. B. an der Hinterwand der Ursprungsnische, zeigen sie durch

Flechtenbewuchs einen rosafarbenen Ton. Am warmen Felsen über der Mitteregg-Quelle in Badgastein liegen an mehreren Stellen dunkelbraun gefärbte Epipetrien unmittelbar unter verfaultem Laub- und Holzwerk des Bodenhumus. Öfter ist die dunklere Färbung nur auf die oberen Kugelwölbungen der Kalkknöpfe beschränkt. Da an diesen Formen kein höherer Eisengehalt nachgewiesen werden konnte, stammt auch die Braunfärbung nicht davon her. Sie ist offenbar durch dunkel gefärbte organische Stoffe bedingt, die aus den verwesten Pflanzensubstanzen an der Oberfläche der Epipetrien adsorbiert worden sind. Als solche organische Stoffe kommen in Frage: die bei Sauerstoffzutritt sich rasch an der Luft dunkel anfärbenden Gerbstoffe, besonders in Blättern und Kernholzteilen, und die bei der Zersetzung des Holzes entstehenden, braun-violett gefärbten, huminähnlichen Stoffe des Ligninkomplexes. Auch Humusstoffe des Bodens können ebenso leicht adsorbiert werden. Diese *adsorptive Anfärbung von Epipetrien durch Pflanzen- und Bodenzersetzungsprodukte* konnte mehrmals in Badgastein, aber auch an der Großen Epipetrien-Quelle von Hintertux beobachtet werden. Die Braunfärbung von Epipetrien rührt also nicht immer nur vom Eisenoxydgehalt her, sondern kann auch rein organischen Ursprunges sein. Die *Konsistenz der Epipetrien* ist gleichfalls nach der jeweiligen Fundstelle verschieden; manche sind kreidig-weich und lassen sich

Die physikalischen und chemischen Eigenschaften der drei hier behandelten Thermen sind zum Abschluß in den Tab. 1 und 2 wiedergegeben.

Tab. 1. Physikalische Eigenschaften der Thermalquellen von Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim.

Ort	Quelle bzw. Austritt	Temperatur °C	Ergiebigkeit $m^3/24\,h$	Radongehalt mμC/l
Badgastein	Elisabeth-Quelle (Qu. Nr. IX) Hauptaustritt	46·3	1880	68
	Doktor-Quelle (Qu. Nr. VI) Hauptaustritt	44·5	95	48
	Fledermaus-Quelle (Qu. Nr. X) Sammelbecken	37·1	11	142
Klein-kirchheim	Augen-Quelle	20·2	32	12·7
Hintertux	Haupt-Quelle und große Epipetrien-Quelle	21·2	304	0·28

Anmerkung: Die hier wiedergegebenen Zahlen entstammen zum Teil eigenen Messungen, zum Teil den Zusammenstellungen bzw. Angaben bei *Windischbauer* (18), *Anderle* (19) und *Rippel* (14). Die Ergiebigkeitsangabe für die Augen-Quelle von Kleinheimkirchen ist ein Mittelwert aus den Angaben bei *Anderle* (19).

Tab. 2. Chemische Zusammensetzung der Thermalquellen von Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim.

Bestandteile	Badgastein[1] Elisabeth-Quelle mg/kg	Hintertux[2] Haupt-Quelle und Große Epipetrien-Quelle mg/kg	Kleinkirchheim[3] Katharinen-Quelle mg/kg
Kationen:			
Kalium ($K^{\cdot}$)	3·4	1·301	0·714
Natrium ($Na^{\cdot}$)	77·6	7·113	1·48
Lithium ($Li^{\cdot}$)	0·22		
Ammonium ($NH_4^{\cdot}$)	0		
Calcium ($Ca^{\cdot\cdot}$)	21·5	32·64	35·5
Strontium ($Sr^{\cdot\cdot}$)	0·47		
Barium ($Ba^{\cdot\cdot}$)	0·014		
Magnesium ($Mg^{\cdot\cdot}$)	0·39	6·593	10·3
Ferro ($Fe^{\cdot\cdot}$)	0·42	0·119	0·154
Mangano ($Mn^{\cdot\cdot}$)	0·1		0·049
Aluminium ($Al^{\cdot\cdot\cdot}$)	0·2		0·115
Anionen:			
Nitrat (NO_3')	0		3·9
Nitrit (NO_2')	0·1		
Chlor (Cl')	25·7	4·154	1·84
Fluor (F')	4·95		
Sulfat (SO_4'')	130·1	40·77	29·0
Thiosulfat (S_2O_3'')	0·55		
Hydrophosphat (HPO_4'')	0·195		
Hydrocarbonat (HCO_3')	56·68	94·70	122·3
	322·59	187·390	205·352
Kieselsäure (meta) (H_2SiO_3)	75·4	14·96	18·2
Borsäure (meta) (HBO_2)	4·97		
	402·96	202·350	223·552
Freies Kohlendioxyd (CO_2)	5·4	8·246	7·6
	408·36	210·596	231·152

[1] Die Zahlen sind der ergänzten und umgerechneten Analysenausfertigung des Forschungsinstitutes Gastein in Badgastein mit Datum vom 10. Jänner 1951 entnommen.

[2] Entnommen der Analyse von *Rippel* (14) mit Datum vom 17. September 1941.

[3] Analyse nach dem Österr. Bäderbuch (16) von *Bamberger* mit Datum vom 23. Februar 1915; die Zusammensetzung der Augen-Quelle ist wahrscheinlich ähnlich. Eine in „Großdeutschlands Heilbäder, Seebäder, Kurorte und Versand-Heilwässer. Berlin: Reichsfremdenverkehrsverband 1939" angeführte Analyse mit Datum „nach 1919" ist wahrscheinlich bloß die falsch datierte Analyse von *Bamberger* und ist mit ihr zahlenmäßig identisch.

zwischen den Fingern zerdrücken. Andere wieder können fast glashart und spröde sein. Von den Warzensintern der Gasteiner und der Hintertuxer Quellaustritte wurden auch mehrere Dünnschliffe [1] angefertigt; sie alle ließen einen schaligen Bau erkennen.

2. Die Beteiligung von Blaualgen bei der Bildung der thermalen Warzen- und Knöpfchensinter.

Von den früher erwähnten Untersuchungen über die Beteiligung von Mikroorganismen bei der Sinterbildung sind im Zusammenhang mit dem vorliegenden Bericht in erster Linie die Arbeiten von *Magdeburg* (8, 9) wichtig, da gerade dieser Autor die gleichen Formen, wie wir sie fanden, eingehend behandelt hat. Gleich unseren Epipetrien zeigten die Einzelindividuen, die *Magdeburg* in den Höhlen der fränkischen Schweiz fand, eine deutlich konzentrische Schichtung, wobei die Kalotten bei den harten Formen zirka 1/100 mm gegenseitigen Abstand hatten; bei den weichen, mit dem Finger leicht zerdrückbaren Sinterwarzen war er größer. Nach vorsichtigem Lösen der Kalkschalen mit äußerst verdünnter Salzsäure (0·002 n) konnte *Magdeburg* die organischen Bestandteile als dünne Schleier abpipetieren, färben und mikroskopisch untersuchen; zwischen Scheiden von Eisenbakterien (Leptothrix ochracea Kütz. und Leptothrix crassa Chol.) fanden sich vor allem Reste winziger einzelliger Blaualgen (Zellendurchmesser nur wenige Mikren), und zwar der Chroococcaceen Aphanotece naegelii und Gloeocapsa biformis, die microcystisähnliche Kolonien bildeten. Obwohl diese Algenzellen deutlich sichtbare Assimilationspigmente enthielten, war bei dem Lichtmangel an den Sinterfundorten eine Assimilationstätigkeit auszuschließen; da Chroococcaceen aber auch ohne Licht bei Gegenwart organischer Nährstoffe leben können, nahm *Magdeburg* an, daß die in der Lebensgemeinschaft der Epipetrien vorkommenden Eisenbakterien vielleicht das Nährmedium für die Blaualgen liefern könnten. Auf Grund dieser Annahme erklärt *Magdeburg* die Entstehung der Warzensinter in folgender Art: „Eisenbakterien, Vertreter der Gattung Leptothrix sind in den meisten fränkischen Höhlen vorhanden und bekleiden mit ihren Ablagerungen kleinere oder größere Flächen des Höhlenbodens, der Decke und der Wände. An manchen Stellen sind sie — besonders L. ochracea — mit einigen Chroococcaceen vergesellschaftet, die vielleicht in ihrer ganz oder teilweise heterotroph gewordenen Ernährung von der Gegenwart der autotrophen Eisenbakterien abhängig sind. Diese Chroococcaceen erzeugen dann — entweder aktiv durch physiologische Kalkfällung oder passiv, indem sie Kondensationsflächen des Hydrokarbonat-führenden Sickerwassers darstellen — die kugelförmigen, konzentrisch aufgebauten Tuffe des Höhleninneren". Die konzentrische Schichtung dieser Tuffe erinnerte *Magdeburg* an periodische Wachstumsvorgänge; da die sonstigen klimatischen Bedingungen in den Höhlen praktisch als konstant anzusehen sind, nimmt dieser Autor als äußere Ursache der Periodizität des Bakterien-Algen-Wachstums Schwankungen der Sickerwassermengen, einen Wechsel im Eisengehalt und dgl. an.

Wie schon erwähnt, bestehen zwischen Gestalt und Struktur der von *Magdeburg* beschriebenen Sinterformen und den von uns an den Thermalquellen gefundenen Epipetrien weitgehende Ähnlichkeiten. Auch die örtlichen Bedingungen des Vorkommens sind in unserem Falle analog, treten doch die thermalen Warzensinter hauptsächlich

[1] Für die Anfertigung der Dünnschliffe danken wir Herrn Prof. Dr. *Bruno Sander,* Vorstand des Mineralogischen Institutes der Universität Innsbruck.

in höhlenartig abgeschlossenen Quellfassungen, Stollen, Felsspalten oder Felsnischen auf. Auch die erforderlichen Calcium-, Ferro- und Hydrocarbonationen sind nach Tab. 2 in unseren Thermalwässern vorhanden. So war es daher schon von vornherein wahrscheinlich, daß auch die thermalen Warzensinter unter Beteiligung einer ähnlichen Lebensgemeinschaft entstehen. Wir haben daher auch nach einer solchen durch Salzsäurebehandlung der Warzensinter gesucht, wobei allerdings wegen der festeren Struktur unseres Materiales die Anwendung einer stärkeren Salzsäure (mindestens 0·02 n) notwendig war, um wenigstens innerhalb von Tagen bis Wochen organisches Material zu gewinnen. Da in dieser langen Zeit auch fremde Mikroorganismen zur Entwicklung kamen, so haben wir bei Wiederholung der Lösungsversuche der Flüssigkeit $1^0/_{00}$ Sublimat zugesetzt, welches den Inhalt unserer Röhrchen auch steril hielt.

In dem vorsichtig abpipetierten Bodensatz aller untersuchten Warzensinter konnten nun tatsächlich — sowohl im Dunkelfeld als auch im Hellfeld — kleine runde Scheibchen von 2 bis 3 μ Durchmesser, und zwar einzeln liegend oder aber sehr häufig auch in traubenförmigen Nestern (ähnlich wie in Abb. 8 B) gefunden werden; Chlorophyll ließ sich in ihnen im Fluoreszenzmikroskop nicht mehr mit Sicherheit erkennen, trotzdem halten wir diese Gebilde nach Form, Größe und Anordnung sowie nach den Erfahrungen von *Magdeburg* (8, 9) für typische Cyanophyceen. Scheiden, die von Eisenbakterien stammen könnten, wurden in den Bodensätzen unserer Proben nur sehr spärlich gefunden und ließen sich nicht mit Sicherheit identifizieren. Von besonderer Bedeutung ist, daß es uns schließlich auch im Dünnschliff unvorbehandelter Warzensinter mit Immersionsvergrößerung gelang, trotz der mineralischen Struktur deutlich diese Zellen in nestartigen Anhäufungen zwischen den Kalkteilchen zu erkennen und einmal sogar eine typische Teilungsform (wie in Abb. 8 C) aufzufinden.

Ein glücklicher Zufall verschaffte uns überdies auch die Cyanophyceen ohne Salzsäurebehandlung der Sinter in einer bereits mikrotomschnittfertig eingebetteten Form. Im Fledermaus-Stollen von Badgastein fanden wir nämlich, auf einem Felsvorsprung abgestellt, ein Restchen einer Kerze [1], die sich offenbar schon sehr lange Zeit im Stollen befunden haben mußte und auf deren Rand sich bis zu 5 mm hohe Epipetrien angesiedelt hatten (Abb. 7), im übrigen wieder ein Beweis dafür, daß diese Gebilde nicht der Unterlage entstammen, son-

[1] Herrn Prof. Dr. *E. Hayek,* Vorstand des Chemischen Universitätsinstitutes in Innsbruck, danken wir für die Freundlichkeit, das Material dieser Kerze zu untersuchen; nach seinen Feststellungen besteht sie aus einem Gemisch gleicher Teile von Stearin und Paraffin.

dern nur durch Kalkausscheidung aus dem Thermalwasser entstehen konnten. Es bestand nun die Möglichkeit, daß die an der Epipetrienbildung beteiligten Algen vielleicht auch in das Kerzenmaterial selbst eingedrungen und dort in Mikrotomschnitten nachweisbar sein würden. Das Stearin-Paraffin ließ sich gut verarbeiten und tatsächlich zeigten sich in den radial gegen den Kerzendocht gerichteten Schnitten von oben nach unten verlaufende Stränge aus pflanzlichem Material, dessen sehr kleine Elemente allerdings nur mit Immersionsvergrößerung genauer untersucht werden konnten; die wichtigsten der im mikroskopischen Bild gefundenen Bestandteile sind in Abb. 8 aus drei verschiedenen Gesichtsfeldern zusammengestellt. Am unteren Ende der Schnitte, also nahe der Bodenfläche des Kerzenstummels, fand sich nur ein Gewirre dünner, gelbbraun ge-

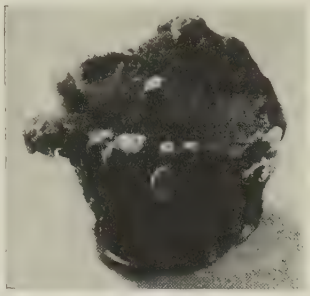


Abb. 7. Kerzenstummel aus der Fledermaus-Quelle (Quelle Nr. X) in Badgastein (Salzburg), auf deren Rand und Docht sich Epipetrien angesiedelt haben. Rund 2fache natürl. Größe.

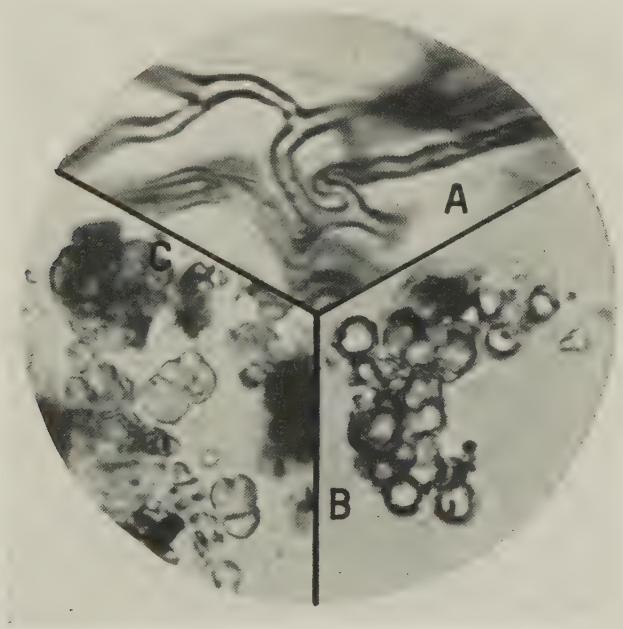


Abb. 8. Drei Gesichtsfeldausschnitte (A, B, C) aus Mikrotomschnitten durch die Kerze von Abb. 7; Zeiss-Apochromat-Immersion 90×, Zeiss-Photookular 9×, Miflex-Aufsatz-Kamera und Contax, 4fache Nachvergrößerung. Ges.-Abb -Maßstab 1620:1. A Moos-Protonema; B Nester niederer Cyanophyceen; C Teilungsformen der Cyanophyceen.

färbter, vielfach gewundener und verzweigter Schläuche mit *deutlich schräggestellten Querwänden* und mit einem Durchmesser von 1 bis 1·5 μ (Abb. 8 A), das nach oben zu immer lockerer wurde und schließlich fast ganz aufhörte. Mit dem allmählichen Verschwinden der Schläuche traten aber dafür, nach oben an Häufigkeit zunehmend, Nester von leicht grünlich gefärbten, kugeligen, algenartigen Gebilden mit einem Durchmesser von 2 bis 3 μ auf (Abb. 8 B), die an manchen Stellen deutlich auch Teilungsformen (Abb. 8 C) zeigten. Am oberen Ende der Schnitte, also gegen die Epipetrien zu, waren neben nicht mehr identifizierbarem pflanzlichem Detritus fast nur mehr diese kleinen rundlichen Gebilde vorhanden, deren Gestalt, Größe, Färbung und Teilungsfähigkeit — trotz der vielleicht durch den Materialwiderstand bedingten, nicht immer ganz typischen Teilungsformen —, sie als niedere Blaualgen erscheinen ließen. Daß es sich tatsächlich um pflanzliche Zellen handeln muß, ergab die Prüfung im Fluoreszenzmikroskop mit leichtem UV.-Filter, in welchem sie, ihrem Chlorophyllgehalt entsprechend, mit schwacher, aber deutlich roter Fluoreszenz aufleuchteten, ebenso wie übrigens auch die Mehrzahl der in den unteren Teilen der Schnitte vorkommenden Schläuche. Die Herren Prof. Dr. *H. Gams* bzw. Dr. *Pitschmann* vom Botanischen Institut der Innsbrucker Universität beurteilten das mikroskopische Bild, wofür wir besonders danken. Nach ihrer Meinung gehören die Cyanophyceen den Gruppen der Chroococcalen oder Dermocarpalen an, während es sich bei den Schläuchen um Moosprotonema handelt. Da sich die letzteren vorwiegend unten befinden, sind sie offenbar von der Felsunterlage aus, auf der die Kerze abgestellt war, in den Kerzenboden und dann höher hinauf eingewachsen, während die vorwiegend in den oberen Teilen der Schnitte sich vorfindenden Blaualgen mit vom Stollenfirst heruntergefallenen Wassertropfen auf die ehemalige Abbrennfläche der Kerze gelangten, dort einerseits die Epipetrien zur Entwicklung brachten, anderseits sich nach unten zu in das Kerzenmaterial vorarbeiteten. Es kann daher wohl fast mit Sicherheit angenommen werden, daß wir es auch bei den Blaualgen von Abb. 8 B und C mit jenen zu tun haben, welche an der Bildung der Warzensinter beteiligt sind.

Nach diesen Befunden darf wohl auch für unsere thermalen Warzensinter eine Entstehung unter Mitwirkung von Blaualgen angenommen werden. Um welche Formen es sich dabei handelt, wird später ein Spezialist festzustellen haben. Die Cyanophyceen an unseren Thermalquellen brauchen im übrigen durchaus nicht die Eisenbakterien als Basis für eine heterotrophe Ernährung, da sie praktisch an allen Fundorten mehr oder weniger Licht für den Assimilationsprozeß zur Verfügung haben. Vollkommen im Freien ent-

standen von den Epipetrien des Gasteiner Gebietes jene an den Felswänden neben dem Hauptaustritt der Doktor-Quelle, über der Mitteregg-Quelle und am Radhausberg, ferner die Sinter von Hintertux; in einem sicher ausreichenden Dämmerlicht bildeten sich die Warzensinter der Fledermaus-Quelle in Badgastein und die der Augen-Quelle in Kleinkirchheim: die Fassungen der Doktor-Quelle und der neuen Franzens-Quelle in Badgastein sind allerdings gewöhnlich dunkel, erhalten aber bei den wöchentlichen Quellenmessungen und auch bei sonstigen Untersuchungen dazwischen immer wieder Tageslicht; die Fassung des Hauptaustrittes der Elisabeth-Quelle in Badgastein schließlich liegt zwar im Inneren eines langen Stollens, wird aber bei den Quellenmessungen und den Quellenführungen immer wieder durch eine in die Fassung selbst eingebaute elektrische Glühbirne beleuchtet. Ob nun der Assimilationsprozeß selbst aktiv zur Kalkausscheidung führt oder ob daneben oder vielleicht ausschließlich das organische Material passiv nur als Substrat zur Aufnahme und zur Verdunstung des hydrokarbonathaltigen Wassers dient, soll hier nicht entschieden, sondern einer späteren Untersuchung vorbehalten werden. Besonderes Interesse gewinnen diese Warzensinter aber jetzt schon dadurch, daß sie *Uran* anzureichern in der Lage sind, worüber im folgenden Abschnitt berichtet wird.

Am Schluß sei nur noch auf folgendes verwiesen. *Magdeburg* (8) hat zur Erklärung des geschichteten Aufbaues der einzelnen Epipetrien angenommen, daß offenbar Schwankungen im Sickerwasser der von ihm untersuchten Höhlen oder auch Schwankungen im Eisengehalt des Wassers ursächlich sind, da die übrigen Bedingungen des lokalen Höhlenklimas kaum eine Veränderung erleiden dürften. Für die Warzensinter an der Litoralzone der Fledermaus-Quelle in Badgastein, deren Alter mit heute höchstens 20 Jahren feststeht, können wir mit Sicherheit lokale Klimaschwankungen nachweisen, die wohl auch das periodische Wachstum erklären. Darauf wird *Grabherr* jedoch in einer eigenen Mitteilung eingehen.

3. Der Uran-Nachweis in den Epipetrien.

Obwohl das *Gasteiner* Thermalwasser hochradioaktiv ist, reichlich gelöstes Radon, zum Teil aber auch gelöste feste Radiumverbindungen enthält, ist das Mutterelement der Radium-Zerfallsreihe, das Uran, in ihm selbst noch nie nachgewiesen worden; das Fehlen des Urans war für *Mache* (21) auch einer der Gründe, einen besonderen Herkunftsmechanismus für die Radioaktivität der Gasteiner Therme anzunehmen. Allerdings hat sich seither das Bild geändert. *Karlik* konnte für die Untersuchungen von *Dittler* und *Abrahamczik* (22) Uran in einem braunen Sediment der Gasteiner Therme nachweisen, im sogenannten Reißacherit, der vorwiegend aus Eisen- und Manganoxyd nebst zahlreichen Spurenelementen besteht, darunter auch $1{\cdot}1 \cdot 10^{-5}$ g U je Gramm des getrockneten Quellschlammes. Uran sollte deshalb wohl auch im Gasteiner Quellwasser selbst enthalten

sein. Weiters hat Betriebsleiter *K. Zschocke* der Gewerkschaft Radhausberg beim Aufschluß des in den Jahren 1940 bis 1944 vorgetriebenen Radhausberg-Unterbaustollens bei Böckstein (4 km südlich von Badgastein) erstmalig im Gasteiner Gebiet sekundäre Uranmineralien in hauchdünnen Anflügen in Klüften entdeckt, die sich durch ihre gelbgrüne Fluoreszenz im filtrierten ultravioletten Licht zu erkennen geben [1]. Da nach weiteren Befunden auch im Radhausberg ein Vorkommen von Thermalwasser anzunehmen war und die Uranabscheidung ebenso wie die sonstigen Begleitmineralien der Klüfte — dieselben wie an den Quellaustritten in Badgastein — hydrothermal entstanden sind (vgl. dazu *Scheminzky* [23, 25]), war es naheliegend, auch andere Quellabsätze der Gasteiner Therme auf ihren Urangehalt zu prüfen. Tatsächlich konnten wir an Stücken aus der Fledermaus-Quelle in Badgastein (Quelle Nr. X) eine deutlich gelbgrüne Fluoreszenz und mit dem Spektroskop auch im Fluoreszenzlicht die charakteristischen Uranbanden, vor allem die Hauptbande zwischen 550 und 570 mμ erkennen. Das Spektrum dieses fluoreszierenden Kalksinters ist inzwischen auch von *Haberlandt, Hernegger* und *Scheminzky* (24) beschrieben und abgebildet worden. Eine solche gelbgrüne Eigenfluoreszenz zeigte allerdings nur der Warzensinter aus der Fledermaus-Quelle, und zwar wieder nur jener an den Felswänden, der zu einer etwa 5 bis 8 mm dicken höckerigen Kruste konfluiert und somit wahrscheinlich sehr alt war; die erst in den letzten 20 Jahren in der Fledermaus-Quelle an den Rändern des seither entstandenen, schon erwähnten Thermalwasserbeckens aufgetretenen Epipetrien, ebenso wie alle der *anderen Gasteiner Quellaustritte*, ließen nur das weißliche Leuchten des Kalksinters allein oder auch gar keine Fluoreszenz erkennen. Ebensowenig zeigten die Epipetrien von Hintertux oder Kleinkirchheim irgendeine bemerkenswerte Eigenfluoreszenz. Als wir 1947 erstmalig die Uranfluoreszenz an bestimmten Stücken aus der Fledermaus-Quelle in Badgastein fanden, prüften wir diese auch mit der Natriumfluoridperle nach *Hernegger* (26) bzw. *Hernegger* und *Karlik* (27) und fanden damit den Urangehalt dieses Sinters neuerlich bestätigt; Kontrollproben mit den überhaupt nicht oder nur rein weiß fluoreszierenden Stücken aus der Fledermaus-Quelle und den anderen Quellaustritten von Badgastein gaben jedoch gleichfalls *eine positive Uranreaktion*. Dasselbe Ergebnis erhielten wir auch mit den Epipetrien von den Thermalquellenursprüngen in *Hintertux* (Tirol) und *Kleinkirchheim* (Kärnten).

[1] *K. Zschocke* hat seine Funde nicht publiziert; auf sie wurde jedoch bereits bei *Scheminzky* (23) hingewiesen. Eine erste Untersuchung dieser und anderer Uranminerale hinsichtlich ihres Fluoreszenzvermögens und ihres Fluoreszenzspektrums wurde von *H. Haberlandt, F. Hernegger* und *F. Scheminzky* (24) veröffentlicht.

Wie bekannt, wird bei dem Verfahren von *Hernegger* (26) bzw. *Hernegger* und *Karlik* (27) eine kleine Menge des Prüfmateriales zusammen mit reinstem Natriumfluorid (etwa 25 mg Gemenge) in einer Platinöse zu einer Perle geschmolzen, die nach dem Erkalten im filtrierten ultravioletten Licht die gelbgrüne Uranfluoreszenz mit den charakteristischen Banden im Spektroskop erkennen läßt. Die sehr empfindliche Probe ist allerdings nur dann eindeutig, wenn das Uran chemisch von Nebenbestandteilen abgetrennt wird oder diesen gegenüber stark überwiegt, welche Nebenbestandteile die Farbe des Fluoreszenzlichtes verändern oder die Lumineszenz schwächen oder sogar gänzlich auslöschen können (*Hernegger* [26] sowie *Lahner* [28]). In den Epipetriensintern mit Eigen-Uran-Fluoreszenz aus der Fledermaus-Quelle von Badgastein (Quelle Nr. X) ist offenbar viel Uran vorhanden, denn die mit dem Sintermaterial geschmolzene Natriumfluoridperle fluoresziert nicht nur sehr hell, sondern ist auch eindeutig positiv — sowohl hinsichtlich der Fluoreszenzfarbe als auch des Spektrums — ohne daß eine Isolierung des Urans nötig wäre. Bei den übrigen Epipetrien aus Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim, deren Urangehalt sich *nicht* in einer Uran-Eigenfluoreszenz äußert, zeigt die Perle keine rein gelbgrüne, sondern nur eine mehr oder weniger grüne Farbe, die durch die Kalkbeimischung bedingt ist. Auch das Fluoreszenzspektrum — aufgenommen mit dem Contax-Spektrographen nach *Scheminzky* (29) — zeigt nur wie in Abb. 9 A

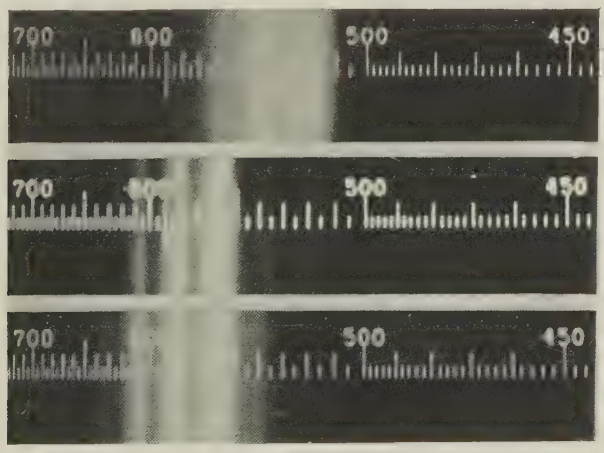


Abb. 9. Fluoreszenzspektren von Natriumfluoridperlen; A mit unveränderter Epipetriensubstanz der Augen-Quelle von Kleinkirchheim (Kärnten); B mit dem Rückstand nach Salzsäurebehandlung des gleichen Materiales; C Vergleichs-(Standard-)Perle mit einem Urangehalt von 10^{-6} g in 25 mg Natriumfluorid. In A ist die sonst stärkste Uranbande zwischen 550 und 570 mμ auf 555 – 570 mμ eingeengt und relativ schwach, die Kalkbanden mit den kurzwelligen Kanten bei 513 und 532 mμ dominieren; nach Entfernung des Kalkes durch die Salzsäurebehandlung treten jedoch die Hauptbande des Urans und seine übrigen Banden im Spektrum B deutlich und charakteristisch hervor. (Aufnahme mit dem Contax-Fluoreszenzspektrographen.)

bloß *eine* breite Bande, in der sich Einzelbanden nicht so gut unterscheiden lassen wie bei einer kalkfreien Natriumfluoridperle (z. B. Abb. 9 C); dennoch ist auch trotz des Kalkgehaltes (Abb. 9 A) die Hauptbande des Urans zwischen 555 und 570 mμ vom kurzwelligeren Fluoreszenzlicht des Kalkes abzutrennen, in ihrer Intensität allerdings so gedrückt, daß sie nicht mehr die lichtstärkste Bande des ganzen Spektrums darstellt. Auf diese Eigentümlichkeiten des Fluoreszenzspektrums von Uran in Calziumfluorid — das sich offenbar auch hier teilweise beim Zusammenschmelzen des Epipetrienkalkes mit dem Natriumfluorid bildet — hat bereits *Slattery* (30) aufmerksam gemacht.

An sich würde wohl auch schon eine grüne Fluoreszenz einer kalkhaltigen Perle auf einen Urangehalt hinweisen, da der Kalk allein nur weiß fluoresziert, eine Grünfluoreszenz für ein Calcium-*Uran*-Gemisch charakteristisch ist und im Spektrum (Abb. 9 A) die Uran-Hauptbande noch erkennbar bleibt; trotzdem schien es wünschenswert, den Urangehalt noch eindeutiger nachzuweisen. Um zunächst in einem Schnellverfahren die umständliche chemische Abtrennung des Urans zu umgehen, wurde versucht, den Kalk mit chemisch reiner Salzsäure wegzulösen und mit dem Rückstand eine neue Natriumfluoridperle anzufertigen; ein solcher nicht salzsäurelöslicher Rückstand war wegen der Beteiligung von Algen beim Aufbau des Epipetriums und wegen des von anderen Kalksintern her bekannten und auch hier wahrscheinlichen Kieselsäuregehaltes zu erwarten und es durfte auch gehofft werden, daß ein Rest des Urans trotz seiner Löslichkeit in Salzsäure in diesem Rückstand verbleiben würde. Diese Hoffnung hat sich, wie Abb. 9 B zeigt, auch tatsächlich bestätigt.

Abb. 9 A gibt das Fluoreszenzspektrum einer Natriumfluoridperle mit unvorbehandeltem Epipetrienmaterial aus *Kleinkirchheim* wieder. In eine nicht fluoreszierende Leerperle aus 18·75 mg NaF wurden nach und nach 6·25 mg feinst gepulvertes Epipetrienmaterial aufgenommen. Das Fluoreszenzspektrum der nun 25 mg schweren Perle zeigt, wie schon erwähnt, die breite Bande des uran- *und* kalkhältigen Fluorides, in der sich die Hauptbande des Urans zwischen 555 und 570 mμ gerade noch erkennbar sondert. Daraufhin wurde gleiches Material für ein paar Stunden in 10%ige reinste Salzsäure gelegt, der Rückstand auf dem Filter mehrfach mit destilliertem Wasser gewaschen und nach Lufttrocknung — in ähnlicher Weise wie oben beschrieben — in eine nicht fluoreszierende Leerperle aufgenommen. Unter der Quarzlampe trat jetzt eine deutlich *grüngelbe* für Uran in NaF ohne wesentlichen Gehalt an Nebenbestandteilen charakteristische Fluoreszenz auf und das Spektrum in Abb. 9 B zeigt jetzt auch die typischen Uranbanden, wie sich aus dem Vergleich mit den darunter abgebildeten Fluoreszenzspektrum der Standardperle in Abb. 9 C — enthaltend 10^{-6} g U in 25 mg NaF — ergibt; entsprechend der geringeren Helligkeit der Perle des Spektrums B gegenüber der Perle des Spektrums C in Abb. 9 ist nur bei B die vierte der Uranbanden — in Richtung gegen die langwellige Seite gezählt — bloß angedeutet, während sie bei C selbst in der Reproduktion noch erkennbar bleibt. Der Unterschied zwischen den Spektren A und B ist dagegen sehr auffallend; nach der Salzsäurebehandlung (Spektrum B) sind die vom Calciumfluorid herrührenden, fast konfluierenden beiden Banden mit der kurzwelligen Kante bei 513 und 532 mμ des Spektrums A fast ganz verschwunden, die im Spektrum A auch nur schwache Hauptbande des Urans ist jetzt im Spektrum B zur lichtstärksten

Bande geworden und hat sich außerdem nach der kurzwelligen Seite hin von 555 mμ (Spektrum A) bis auf 550 mμ (Spektrum B) verbreitert.

Nachdem mit dem erwähnten Schnellverfahren der Urannachweis in allen Epipetrien der untersuchten Thermalquellen — von Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim — qualitativ gesichert war (2), wurden die Warzensinter auch in *quantitativer Hinsicht* untersucht [1].

Vom gepulverten Epipetrienmaterial wurde je ein Gramm mit Soda aufgeschlossen; nach Lösung des Aufschlusses in Salzsäure wurde die Kieselsäure abfiltriert und das Eisen im Filtrat mit Ammoniak gefällt, bei geringem Eisengehalt des Ausgangsmateriales nach vorherigem Zusatz von Eisenchlorid. Der abfiltrierte, auch das Uran enthaltende Eisenniederschlag wurde wieder in Salzsäure gelöst, mit einem Überschuß von Ammonkarbonat bei 85 bis 90° C gefällt und neuerlich abfiltriert. Das Uran ist jetzt im Filtrat enthalten, wurde durch Eindampfen zur Trockene gebracht, mit 1 g Natriumfluorid und einigen Tropfen Fluorwasserstoffsäure versetzt, abgeraucht und schwach geglüht. Im Platintiegel befinden sich dann 1 g NaF + die aus dem Ausgangsmaterial gewonnene Uranmenge; nachdem die letztere in die Größenordnung von etwa 10^{-4} bis 10^{-6} g fällt, kann man sie gewichtsmäßig ohne wesentlichen Fehler vernachlässigen und annehmen, daß sich die Uranmenge von 1 g Sintermaterial nunmehr in 1 g Natriumfluorid befindet. Die Schmelze wurde in der Achatschale fein gepulvert, eine abgewogene Menge von 25 mg mit einer Pastillenpresse zur Pastille geformt und in der Platinöse zur Perle geschmolzen.

Die Fluoreszenz der so hergestellten Prüfperlen läßt sich in verschiedener Weise quantitativ auswerten. Nach dem Verfahren von *Hernegger* (26) bzw. *Hernegger* und *Karlik* (27) kann dies unter Heranziehung von Standardperlen mit bekanntem Urangehalt auf photometrischem Weg erfolgen. Wir haben uns, ähnlich wie *Erlenmeyer, Opplinger, Stier* und *Blumer* (31), mit der wesentlich einfacheren Methode des bloß visuellen Vergleiches der Prüfperle mit zwei in ihrem Urangehalt um eine Größenordnung unterschiedenen Standardperlen begnügt, da es uns in erster Linie auf die Feststellung der Größenordnung ankam. Eine übertriebene Genauigkeit erscheint uns im vorliegenden Fall auch deshalb ohne Bedeutung, da die Erfahrung zeigt, daß verschiedene Epipetrien selbst des gleichen Standortes größere Abweichungen im Urangehalt aufweisen können, als sie durch die Fehler der vereinfachten Bestimmungsmethode zustande kommen. Wir haben uns daher durch Mischen einer gewogenen Menge reinsten Natriumfluorides mit einer Lösung von Uranylnitrat bekannter Konzentration im Platintiegel zu einem Brei, dann durch Zusatz einiger Tropfen Fluorwasserstoffsäure, Eindampfen bis zur Trockene und leichtem Glühen Eichsubstanzen hergestellt, welche je Gramm Natriumfluorid 10^{-3}, 10^{-4}, 10^{-5}, 10^{-6} oder 10^{-7} g Uran enthielten. Selbstverständlich müssen Prüf- und Standardperlen im Gewicht und in den räumlichen Dimensionen einander gleich sein. Daher wurden von den Prüf- und den Eichsubstanzen jeweils 25 mg abgewogen, zur leichteren Übertragung in die Platinöse vorerst in einer Pastillenpresse zu einer kleinen Pastille zusammengedrückt und nachgewogen. Das Einschmelzen geschah in Ösen von 3 mm Durchmesser, deren Beständigkeit durch Verlötung mit Gold unter der Lupe mit einem kleinen elektrischen Schweißgerät gesichert war. Auch die Einschmelzzeit der Pastillen in die Öse wurde bei allen Perlen gleich lang gewählt. Unter der Quarzlampe — Kleinanalysenlampe S 100 von Hanau — erfolgte dann über tiefschwarzem Untergrund und bei Abwesenheit fluoreszierender Objekte in der Umgebung der Ver-

[1] Herrn Ing. *E. Komma* danken wir herzlich für die Durchführung der Aufschlußarbeiten und die Anfertigung der Eichsubstanzen.

gleich der Prüfperle mit den Standardperlen in der Art, daß links und rechts von der ersten die jeweils nächst stärker bzw. nächst schwächer leuchtende Standardperle gehalten wurde. Trotz der Einfachheit des Verfahrens läßt sich ohne weiteres die gleiche Helligkeit von Prüf- und Standardperlen erkennen oder aber abschätzen, ob bei Ungleichheit eine Prüfperle näher zur schwächer oder näher zur stärker fluoreszierenden Standardperle liegt.

Da das gesamte, in 1 g Epipetrienmaterial enthaltene Uran in 1 g NaF übergeführt wurde und die Eichwerte der Standardperlen sich gleichfalls auf den Urangehalt in 1 g NaF beziehen, so ergibt in unserem Fall der Vergleich sofort den Urangehalt pro 1 g Epipetrium. Für einige der untersuchten Proben sind die Absolutwerte in Tab. 3 angeführt.

Tab. 3. Urangehalt der untersuchten Warzensinter.

Herkunft des Sinters	Urangehalt je 1 g Epipetriensubstanz 10^{-6} g
Badgastein, Fledermaus-Quelle, fluoreszierender Sinter	1000
Badgastein, Fledermaus-Quelle, Litoralzone	50
Hintertux, Große Epipetrien-Quelle	30
Badgastein, Elisabeth-Quelle, Hauptaustritt	10
Badgastein, Doktor-Quelle, Hauptaustritt	5
Kleinkirchheim, Augen-Quelle, Umgebung der Kanalöffnung	1

Wir haben außerdem eine größere Zahl von Epipetrienproben, ferner Untergrundgestein und Wasserproben im Juli 1949 Herrn Dr. *F. Hernegger* übergeben, der den Urangehalt der Sinter und der Gesteine mit der genaueren Methode am Institut für Radiumforschung in Wien untersuchen, ferner auch den Uran- und Radiumgehalt der drei Thermalwässer bestimmen und seine Ergebnisse nach Abschluß der Arbeiten getrennt veröffentlichen wird.

Besprechung der Ergebnisse.

Die vorliegende Untersuchung hat ergeben, daß der von uns an den Ursprüngen von drei österreichischen Thermen aufgefundene, bisher unbeachtet gebliebene Warzen- und Knöpfchensinter, der zweifellos unter Mitwirkung biologischer Vorgänge zur Abscheidung kommt, bemerkenswerte Mengen von Uran enthält; da dieses Uran nur aus dem Thermalwasser selbst stammen kann, ist damit indirekt auch das Vorkommen von Uran in den Quellen von Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim nachgewiesen. Für die Gasteiner Therme war ein solches Vorkommen nach dem Urannachweis durch *Karlik* im Reißacherit der Elisabeth-Quelle (vgl. *Dittler* und *Abrahamczik* [22]) bereits anzunehmen, für die Thermalquellen von Hintertux und Klein-

kirchheim war aber bisher von einem Urangehalt noch nichts bekannt gewesen. Wie groß der Urangehalt — und auch der Radiumgehalt — in den einzelnen Quellaustritten tatsächlich ist, wird sich erst aus den im Gang befindlichen Untersuchungen von *Hernegger* ergeben. Diese werden auch zeigen, welche Beziehungen zwischen der Radioaktivität der Wässer und dem Urangehalt der sich an ihnen entwickelnden Warzensinter bestehen.

Eine Beziehung zwischen dem Radongehalt der Wässer und dem Urangehalt der zugehörigen Epipetrien kann jetzt schon ausgeschlossen werden. So ist z. B. nach Tab. 3 der Urangehalt der Epipetrien von Hintertux (Große Epipetrien-Quelle) größer als der von der Elisabeth-Quelle (Quelle Nr. IX) in Badgastein; nach Tab. 1 steht aber die Radonkonzentration der Hintertuxer Therme mit 0·9 mμC/l (Messung 1910) bzw. 0·28 mμC/l (Messung 1941) zu dem Wert von 68 mμC/l für die Elisabeth-Quelle in Badgastein in gar keinem Verhältnis; geordnet nach der Radonkonzentration wäre ferner nach der Elisabeth-Quelle von Badgastein sogleich die Therme von Kleinkirchheim mit 12·7 mμ/l einzureihen, deren Epipetrien aber weit weniger Uran enthalten als die der in radiologischer Hinsicht fast vollkommen inaktiven Therme von Hintertux. Dagegen ist wohl eine Beziehung zwischen dem Urangehalt der Epipetrien und dem Uran-, vielleicht auch dem Radiumgehalt der Thermalwässer, anzunehmen, weshalb die Ergebnisse *Herneggers* mit großem Interesse zu erwarten sind.

Daß Uran in natürlichen Wässern, auch in Heilquellen, vorkommt, ist aus zahlreichen Literaturangaben bekannt. In Tab. 4 sind einige Beispiele zusammengestellt, wobei wegen eines später noch durchzuführenden Vergleiches neben den üblicherweise angegebenen Werten für einen Liter Wasser auch noch die Zahlen für einen Kubikzentimeter angeführt sind. Zu den in Tab. 4 genannten uran-

Tab. 4. Urangehalt verschiedener natürlicher Wässer.

Wasserprobe	Urangehalt je Liter 10^{-6} g	Urangehalt je 1 ccm 10^{-6} g	Literatur
Bad Schallerbach (O.-Ö.), Schwefeltherme	93	0·093	Hoffmann (32)
Franzensbad, Dr. Cartellieri-Quelle	48	0·048	
Prosauer-Sauerbrunn	16	0·016	
Karlsbad, Sprudel	12	0·012	
Karlsbad, Mühlbrunn	10	0·01	
Baden bei Wien, Marien-Quelle	3·76	0·00376	
Baden bei Wien, Römer-(Ursprungs-)Quelle	2·8	0·0028	
Meerwasser der schwedischen Westküste	2·3 −0·36	0·0023 −0·00036	Hernegger und Karlik (27)

Wasserprobe	Urangehalt je Liter 10^{-6} g	Urangehalt je 1 ccm 10^{-6} g	Literatur
Franzensbad, Kaiser-Quelle	2·0	0·002	Hoffmann (32)
Marienbad, Kreuzbrunn	2·0	0·002	
Pyrawarth (N.-Ö.), Sofien-Quelle	1	0·001	
Pyrawarth (N.-Ö.), Quelle d. Wirtschaftsraumes	0·4	0·0004	
Teplitz-Schönau, Urquelltherme	0·4	0·0004	
Rhein-Wasser	0·2	0·0002	Erlenmeyer, Opplinger, Stier u. Blumer (31)
Pyrawarth (N.-Ö.), Maschinenhaus-Quelle	0·1	0·0001	Hoffmann (32)
Franzensbad, Stahl-Quelle	0·018	0·000018	

haltigen Heilquellen kommen nun auch noch die Thermen von Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim hinzu. Ob allerdings der Urangehalt irgendeine Bedeutung in therapeutischer Hinsicht hat, müssen erst biologisch-physiologische Untersuchungen zeigen; jedenfalls liegt der bisher bekannte Urangehalt von Heilquellen wesentlich unter jenen Urandosen, die in den Pflanzenversuchen von *Stocklasa* (33) einen positiven biologischen Effekt ergaben.

Eine andere Frage ist die, warum bestimmte Warzensinter, wie z. B. die von den Felswänden im Fledermaus-Stollen von Badgastein, im filtrierten ultravioletten Licht eine Uran-Eigenfluoreszenz zeigen, die anderen Epipetrien mangelt. Nach Tab. 3 enthält der fluoreszierende Sinter der Fledermaus-Quelle allerdings den höchsten Urangehalt. Es ist aber — ohne der Uranbestimmung in den Gasteiner Thermalwässern durch *Hernegger* vorgreifen zu wollen — nicht sehr wahrscheinlich, daß der Austritt in der Fledermaus-Quelle um so viel mehr Uran enthält, als z. B. der Wasseraustritt in der Elisabeth-Quelle oder in der Doktor-Quelle. Wahrscheinlich liegt die Ursache des höheren Urangehaltes und damit der Eigenfluoreszenz bei Warzensintern der Fledermaus-Quelle einfach in der jahrhundertelangen Zeit, während welcher dieser Gasteiner Quellaustritt in keiner Weise verändert wurde und während welcher sich eine entsprechend große Uranmenge in den konfluierenden Epipetrien einbauen konnte; denn alle anderen Quellaustritte in Gastein sind jedenfalls kaum länger als einige Jahrzehnte vor größeren Änderungen und Neufassungen bewahrt geblieben. Jahrhundertelang scheint auch der Austritt der Augen-Quelle in Kleinkirchheim ungestört gewesen zu sein; wenn trotzdem dort bis jetzt keine Warzensinter mit einer Eigenfluoreszenz gefunden worden sind, so mag dies entweder mit einem geringeren Urangehalt oder mit der niedrigen Temperatur der Quelle zusammenhängen (Fledermaus-Quelle in Badgastein 37·1° C, Augen-Quelle in Kleinkirchheim 20·2° C). Wir möchten eher die niedrige Temperatur dafür verantwortlich machen; denn trotz des wahrscheinlich praktisch gleichen Alters der jetzigen Zustände im Fledermaus-Stollen und im Kanal der Augen-Quelle findet man im letzteren nirgends dicke, aus konfluierten Epipetrien entstandene Warzensinter, wie sie an den Felswänden des Fledermaus-Stollens fast die Regel darstellen. Der Gehalt an

Calcium und an Hydrocarbonat ist beim Thermalwasser von Kleinkirchheim sogar größer als bei dem von Badgastein, so daß auch keine chemischen Ursachen für eine weniger starke Sinterbildung gegeben sind.

Weiters drängt sich bei Überlegung der berichteten Ergebnisse noch die Frage auf, ob der Urangehalt der Epipetrien gegenüber sonstigen Gesteinen überhaupt bemerkenswert ist. Vergleicht man die Zahlen der Tab. 3 zunächst mit der mittleren Urankonzentration der Erdrinde, die von *Ernst* (34) mit $4 \cdot 10^{-6}$ g U/g Gestein angegeben wird, so findet man, daß fast alle Epipetrienproben mehr als den Durchschnittswert enthalten. Dieser Vergleich ist allerdings nicht ganz zulässig; denn z. B. zeigen Erstarrungsgesteine meistens einen Urangehalt *über* dem Durchschnitt, während er bei den mit den Epipetrien chemisch vergleichbaren Gesteinen jedenfalls weit unter dem Durchschnitt liegt. So enthalten beispielsweise nach *Lahner* (28) Kalke nur $0{\cdot}012$ bis $0{\cdot}065 \cdot 10^{-6}$ g U/g Gestein, Dolomite nur $0{\cdot}086$ bis $0{\cdot}556 \cdot 10^{-6}$ g U/g Gestein, Korallensand $0{\cdot}76$ bis $0{\cdot}83 \cdot 10^{-6}$ g U/g Gestein. Im Vergleich mit diesen Gesteinen sind jedenfalls die Sinter nach Tab. 3 *reicher* an Uran. Diese Feststellung führt zwanglos auch zur Erörterung, ob die Uranaufnahme in die Epipetrien einfach dem Konzentrationsgleichgewicht zwischen Thermalwasser und abgeschiedenem Sinter entspricht, oder ob hier eine ausgesprochene Uran*anreicherung* stattfindet. Eine endgültige Entscheidung werden wohl erst die Bestimmungen des Urangehaltes in den Thermalwässern durch *Hernegger* erbringen, doch finden sich in der Literatur immerhin brauchbare Vergleichszahlen, die hier noch kurz angeführt werden sollen. Im Karlsbader Sprudel fand *Hoffmann* (32) nach Tab. 4 den Wert von $1{\cdot}2 \cdot 10^{-8}$ g U/g Thermalwasser, in den vom Sprudel abgesetzten bunten Sprudelsteinen — die weißen waren uranfrei —, dagegen $0{\cdot}2$ bis $2 \cdot 10^{-6}$ g U/g Gestein (*Hoffmann* [35]), also einen ganz wesentlich höheren Wert. Es ist nicht anzunehmen, daß in den hier besprochenen Thermalwässern von Badgastein, Hintertux und Kleinkirchheim ganz wesentlich mehr Uran als in den in Tab. 4 aufgezählten Heilquellen enthalten sein wird; für diesen Fall wäre dann die Konzentration des Urans in den Epipetrien der Tab. 3 gleichfalls wesentlich größer. Schließlich zeigt das Auftreten von Warzensintern mit besonders hohem Urangehalt und Eigenfluoreszenz in der jahrhundertelang ungestörten Fledermaus-Quelle von Badgastein, daß der Urangehalt offensichtlich mit dem Alter der Sinter zunimmt. Aus diesen Gründen kann also mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß hier eine Uran*anreicherung* vorliegt.

Als letztes erhebt sich schließlich die Frage, ob diese Urananreicherung ein rein anorganischer Vorgang und an die Kalkabscheidung als solche gebunden ist oder ob dabei etwa die bei der Sinterbildung

mitwirkenden Organismen eine wesentliche Rolle spielen. Die Antwort darauf kann derzeit noch nicht gegeben werden. Wir haben zwar unter diesem Gesichtspunkt auch das Material der im Fledermaus-Stollen in Badgastein gefundenen Kerze (Abb. 7) mit der Natriumfluoridperle untersucht, und zwar jene Teile, in denen sich nach dem mikroskopischen Befund eingewachsene Mikroorganismen vorfinden müssen. Tatsächlich wurde ein geringer Urangehalt gefunden, der aber nichts beweisen kann; denn es ist bekannt, daß auch Erdöl, Bitumen und andere verwandte Stoffe kleine Mengen von Uran enthalten und es kann natürlich nicht entschieden werden, ob z. B. das Stearin oder Paraffin der Kerze schon das gefundene Uran enthielt oder ob es erst durch die Mikroorganismen in sie hineingetragen wurde. Es sind jedoch bereits Untersuchungen im Gang, welche auch hier eine Klärung bringen werden.

Zusammenfassung.

An den Austritten der Thermalquellen von Badgastein (Salzburg), Hintertux (Tirol) und Kleinkirchheim (Kärnten) wurden bisher unbeachtet gebliebene, besonders gut entwickelte Kalksinter von Warzen- und Knöpfchenform gefunden. Nach Gestalt und Größe, schaligem Bau der Warzen und ihrem Vorkommen in höhlenartig abgeschlossenen Quellfassungen, Stollen, Felsspalten oder Felsnischen erinnern diese Sinter an analoge Formen, wie sie von Höhlen her bereits bekannt sind und die nach *Magdeburg* unter Mitwirkung von Cyanophyceen entstehen. Auch in den Warzensintern der genannten österreichischen Thermen wurden Blaualgen gefunden, die vermutlich den Gruppen der Chrooccocalen oder Dermocarpalen angehören; es ist daher fast sicher, daß auch diese Sinter sich unter Mitwirkung von Blaualgen bilden, wobei zunächst offen gelassen wird, ob die Kalkabscheidung aktiv durch den Assimilationsprozeß der Algen oder bloß passiv durch das Vorhandensein einer geeigneten Matrix für den Verdunstungsprozeß erfolgt. Von besonderem Interesse ist, daß diese Warzensinter *Uran* enthalten. Bei den besonders uranreichen Sintern der Fledermaus-Quelle (Quelle Nr. X) in Badgastein mit 10^{-3} g U/g kann eine gelbgrüne Eigenfluoreszenz im filtrierten UV.-Licht mit den charakteristischen Uranbanden im Fluoreszenzspektrum beobachtet werden; der Urangehalt der übrigen Warzensinter ($50 - 5 \cdot 10^{-6}$ g U/g in Badgastein, $30 \cdot 10^{-6}$ g U/g in Hintertux, $1 \cdot 10^{-6}$ g U/g in Kleinkirchheim) ließ sich nur mit der fluoreszierenden Natriumfluoridperle nach *Hernegger* nachweisen. Da das Material der Warzen und Knöpfchen nur aus den Thermalwässern stammen kann, ist durch den Urannachweis im Sinter zugleich auch ein qualitativer Urannachweis in den Quellwässern selbst

geführt. Der Urangehalt der untersuchten Warzensinter liegt fast immer *über* dem durchschnittlichen Urangehalt der Erdrinde mit $4 \cdot 10^{-6}$ g U/g und stets *wesentlich über* dem Urangehalt der mit den Sintern chemisch vergleichbaren Kalk- und Dolomitgesteine. Da der Urangehalt je Gramm der genannten Thermalwässer — der eben von Dr. *F. Hernegger* am Institut für Radiumforschung in Wien untersucht wird — mit hoher Wahrscheinlichkeit wesentlich *unter* dem Urangehalt der Warzensinter liegen wird, ist in der Sintermasse wohl eine ausgesprochene Uran*anreicherung* anzunehmen.

Literatur.

1. *Grabherr, W.*, Badgasteiner Badeblatt 1949, Nr. 3 (Mitt. d. Forsch.-Inst. Gastein Nr. 36). — 2. *Grabherr, W.*, Thermalbiologie einiger radioaktiver Heilquellen Österreichs mit Berücksichtigung der Pflanzenbiologie des Urans. Vortrag im Naturwiss.-med. Verein in Innsbruck am 14. Dezember 1948. — *Scheminzky, F.*, Angemeldete Diskussionsbemerkung zum Vortrag *Grabherr*, betreffend die Biologie der Thermalquellen von Kleinkirchheim. Ebenda 14. Dezember 1948. — 3. *Weed, H. H.*, Americ. Naturalist 23 (1889). — 4. *Davis, B. M.*, Science (N. Y.), 1897. — 5. *Diels, L.*, Ber. deutsch. bot. Ges. *32* (1914), 7. — 6. *Bachmann, E.*, Ber. deutsch. bot. Ges. *33* (1915), 1. — 7. *Ercegovic, A.*, Acta bot. r. univers. Zagrebensis, *I* (1925); Bull. int. de l'Acad. Yougoslave des sciences et des arts, Cl. sc. math. et nat. *26* (1932), 33. — 8. *Magdeburg, P.*, Sitzber. Naturf. Ges. Leipzig, *56/59* (1929/32), 14. — 9. *Magdeburg, P.*, Kalksinterbildungen durch Höhlenpflanzen. In „400 Jahre Höhlenforschung in der Bayerischen Ostmark." München: Verkehrsamt der Gauleitung Bayerische Ostmark, Bayreuth, 1935. — 10. *Kyrle, G.*, Grundriß der theoretischen Späläologie. Wien, 1923. — 11. *Vouk, V.*, Grundriß einer Balneobiologie der Thermen. Basel: Verlag Birkhäuser, 1950. — 12. *Ruschitzka, E.*, und *H. Wallner*, Der Balneologe *6* (1939), 6 : 249; (Mitt. d. Forsch. Inst. Gastein Nr. 19). — 13. *Bamberger, M.*, und *H. Krüse*, Sitzber. Ak. Wiss. Wien, Abt. II a *119* (1910). — 14. *Rippel, R.*, Kleine Heilwasseranalyse des Badewassers von Bad Hintertux in Tirol. Staatl. Anstalt f. Lebensmitteluntersuchung in Innsbruck, Kontroll-Nr. 4603/4606, v. 17. September 1941. — 15. *Wollmann, E.*, Gutachten über die Quellorte des L. F. V. Tirol-Vorarlberg, Abschnitt Hintertux. Berlin, Jänner, 1940. (Abschrift im Besitze der Badeinhabung [1]). — 16. Österreichisches Bäderbuch. Herausgegeben vom Bundesministerium für soziale Verwaltung. Wien: Österr. Staatsdruckerei, 1928. — 17. *Kohler, F.*, Das Schutzbedürfnis der Thermen von Kleinkirchheim. Geologisches Gutachten, erstattet dem Amt der Kärntner Landesregierung, 20. August 1949. — 18. *Windischbauer, A.*, Die natürlichen Heilkräfte von Badgastein. Wien: Springer-Verlag, 1948. — 19. *Änderle, N.*, Über die Gefährdung des Thermalwassergebietes von Kleinkirchheim durch den Steinbruchbetrieb Forstnig. Geol. Gutachten, erstattet der Frau E. Ronacher, Inhaberin des Heilbades Kleinkirchheim, vom 5. Juli 1948. (Im Besitze der Badeinhabung.) — 20. *Kirsch, G.:* Der Balneologe *6* (1939), 10 : 437. (Mitt. d. Forsch. Inst. Gastein Nr. 22.) — 21. *Mache, H.*, Gasteiner Kurzeitung *1* (1924), 12 : 1; ferner Mitt. Alpenländ. geol. Ver. *34* (1941), 69. — 22. *Dittler, E.*, und *E. Abrahamczik:* Zentralbl. Min. (1938), 7 : 201 (Mitt. d. Forsch. Inst. Gastein Nr. 6.) — 23. *Scheminzky, F.*, Gutachten des Forschungsinstitutes Gastein über die Wasservorkommen im Radhausberg bei Böckstein und Vorschläge über die Erweiterung des

[1] Dort liegt auch ein wichtiges geologisch-hydrologisches Gutachten von Prof. Dr. *B. Sander* (Innsbruck) vom 23. September 1931 vor.

Quellschutzes der Gasteiner Therme. 1948. (Nicht veröffentlicht, über amtlichen Auftrag jedoch allen maßgeblichen Behörden vorgelegt.)[1] — 24. *Haberlandt, H., F. Hernegger* und *F. Scheminzky,* Spectrochimica acta *4* (1950), 21 (Mitt. d. Forsch.-Inst. Gastein Nr. 44). — 25. *Scheminzky, F.,* Badgasteiner Badeblatt 1950, Nr. 42 bis 45 (Mitt. d. Forsch.-Inst. Gastein Nr. 49). — 26. *Hernegger, F.,* Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl. (1933), 2 : 15. — 26. *Hernegger, F.,* und *B. Karlik,* Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl. Abt. II a *144* (1935), 217. — 28. *Lahner, I.,* Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. II a, *148* (1939), 3/4 : 149. — 29. *Scheminzky, F.,* Spectrochimica acta *3* (1948), 191 (Mitt. d. Forsch.-Inst. Gastein Nr. 34). — 30. *Slattery, M.,* Journ. Opt. Soc. *19* (1929), 175. — 31. *Erlenmeyer, H., W. Opplinger, K. Stier* und *M. Blumer,* Helvetica chim. acta *33* (1950), 1 : 25. — 32. *Hoffmann, J.,* Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. II a, *150* (1941), 2 : 112. — 33. *Stocklasa, J.,* und *J. Penkava,* Biologie des Radiums und des Urans. Berlin: Verlag P. Parey, 1932. — 34. Siehe dazu *d'Ans, J.,* und *E. Lax,* Taschenbuch für Chemiker, Berlin, 1949, S. 1267; vgl. auch *Tomkeieff, S. I.,* Science Progreß *3* (1946), 696. — 35. *Hoffmann, J.,* Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. II a, *148* (1939), 3/4 : 189.

[1] Erliegt auch im Forschungsinstitut Gastein in Badgastein.

Aus dem Forschungsinstitut Gastein in Badgastein (Mitteilung Nr. 55) und dem Physikalischen Institut der Universität Innsbruck.

Die Alphastrahlung der Gasteiner Warzen- und Knöpfchensinter.

Von

J. Rüling, Innsbruck, und **F. Scheminzky,** Innsbruck.

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 15. März 1950.)

Grabherr und *Scheminzky* (1, 2) haben an den Austritten von drei österreichischen Thermen, und zwar in Badgastein (Salzburg), in Hintertux (Tirol) und in Kleinkirchheim (Kärnten) bisher unbeachtet gebliebene Kalksinter von Warzen- und Knöpfchenform gefunden, die unter Vermittlung von Blaualgen entstehen, typisch thermal entwickelt und durch ihre Fähigkeit zur *Anreicherung von Uran* gekennzeichnet sind. Der Urangehalt — bestimmt mit der Methode der fluoreszierenden Perle nach *Hernegger* (3) bzw. *Hernegger* und *Karlik* (4) — lag zwischen 5 und 1000 . 10^{-6} g U/g Sintermaterial (2). Durch die mikroskopische Untersuchung von Kernplatten, die mit derartigem Material bestrahlt wurden, läßt sich auch die Verteilung des Urans im Sinter feststellen und entscheiden, ob vielleicht auch sonstige radioaktive Stoffe zusammen mit dem Uran dem Thermalwasser entnommen werden. Im folgenden wird auf die ersten Untersuchungen an den Warzensintern von *Badgastein* eingegangen.

Methodik.

Die Sinterproben wurden nach Herstellung eines Anschliffes mit der planen Fläche auf Kernplatten von rund 10 × 20 mm Größe aufgelegt (Kodak-NTB-Nuclear-Plates). Die Exposition betrug 2 bis 7 Wochen. Die in üblicher Weise entwickelten Platten wurden mit Hilfe eines Projektionsgerätes durchmustert, das infolge seiner automatischen Weiterbewegung gestattet, im Projektionsbild die Alpha-Bahnen in einem Streifen von 320 μ Breite (bedingt durch das Gesichtsfeld des Mikroskopes) fortlaufend zu zählen und ihre Zahl je nach einer Länge des Streifens von z. B. 500 μ zu notieren. Legt man nun über die exponierte Fläche der Platte, deren Größe gleich ist der angeschliffenen Fläche des Sinters, einen Raster, dessen Felder z. B. 320 μ breit und 500 μ lang sind, so erhält man eine Feinstruktur für die Verteilung der im Sinter enthaltenen strahlenden Substanzen.

Um die sonst unvermeidlichen Verletzungen der Emulsion bei Verschiebungen des Objektes auf der Plattenschicht zu verhindern und zugleich auch zwecks späterer Identifizierung der Mikrostruktur der Aktivität eine feste Zuordnung von Spurenbild und Anschliffffläche zu sichern, wurden Platte und Objekt in einer Anordnung nach Abb. 1 befestigt. Die Grundplatte G aus Holz trug einen Rahmen R aus etwa 1 mm dickem Superpertinax mit einem für die Kernplatte P bestimmten Fenster von 10 × 20 mm; über diesem konnte ein aus weichem Kupferdraht hergestellter gabelförmiger Bügel B um eine waagrechte Achse im Träger T nach aufwärts gekippt werden. Nach Einlegen einer gewöhnlichen Glasplatte in das Fenster sowie Aufsetzen und richtigem Einstellen des Objektes O konnte dieses an den ihm von oben her angelegten Drahtbügel B mit heißem Wachs festgeklebt werden. Bei rotem Dunkelkammerlicht brauchte dann nur noch der Bügel mit dem Objekt abgehoben, die Glasplatte durch die Kernplatte ersetzt und das Objekt vorsichtig wieder auf die Schicht gelegt zu werden. Die ganze Anordnung verblieb für die Dauer der Exposition in einer Schachtel mit übergreifendem Deckel in der Dunkelkammer. Unmittelbar vor der Entwicklung wurde durch kurze Belichtung mit einer entsprechend weit entfernten Lampe der vom Objekt nicht bedeckte Plattenraum geschwärzt, so daß der Umriß des Objektes festgehalten war Die Versuche wurden zum Teil mehrfach angesetzt.

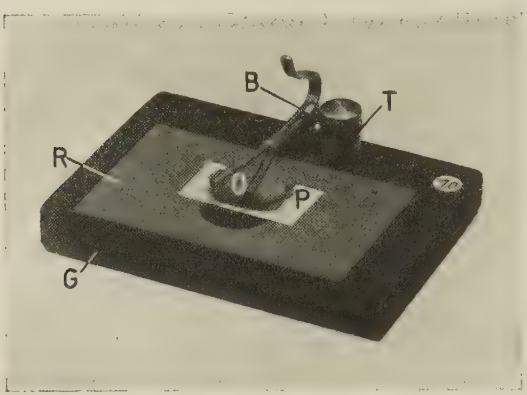


Abb. 1. Anordnung zur Befestigung des strahlenden Objektes über der Kernplatte. B Kupferdrahtbügel; G Grundplatte; O Objekt, am Bügel B mit Wachs befestigt; P Kernplatte; T Träger des Bügels B.

Über die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Alphaspuren zerfallender *Uranatome* gibt folgende Überlegung Aufschluß. Die in Abb. 2 vergrößert dargestellten kreisförmigen Plattenausschnitte von 8 cm Durchmesser entsprechen bei einer 480fachen Vergrößerung einer tatsächlichen Fläche von $2{\cdot}18 \cdot 10^{-4}$ cm^2 in der Schicht. Setzen wir die Reichweite der Uran-Alphastrahlen vereinfacht in der Schicht und auch im Gestein mit höchstens 20 μ an und verlangen zur Erkennung der Alphaspur in der Schicht eine Mindestlänge von 5 μ, so können die zugehörigen Alphastrahlen höchstens aus einer Gesteinsschicht von 15 μ, das ist $1{\cdot}5 \cdot 10^{-3}$ cm Dicke stammen. Die Gesteinsmasse von der angegebenen Fläche und Höhe hat ein Volumen von $3{\cdot}27 \cdot 10^{-7}$ cm^3 und wiegt bei einem angenommenen spezifischen Gewicht von rund 2 daher $6{\cdot}5 \cdot 10^{-7}$ g. Nimmt man nach *Scheminzky* und *Grabherr* (2) für die Sintermasse den höchsten gefundenen

Urangehalt von $5 \cdot 10^{-5}$ g/g an [1], so enthalten $6{\cdot}5 \cdot 10^{-7}$ g Gestein $3{\cdot}3 \cdot 10^{-11}$ g Uran. Da ein Gramm Uran nach *Schiedt* (5) $1{\cdot}26 \cdot 10^{-4}$ Alphateilchen je Sekunde liefert, so gibt die betrachtete Sintermenge in der Sekunde bloß $4{\cdot}1 \cdot 10^{-7}$ Alphastrahlen ab, von denen aber wegen der räumlichen Verteilung wieder nur rund $^1/_{2{\cdot}5}$ in der Plattenschicht erkennbar sein wird. In 4 Wochen sind daher in unserem Gesichtsfeld nur 0·4 Alphastrahlen zu erwarten. Die nur $5 \cdot 10^{-6}$ g U/g enthaltenden Warzensinter der Doktor-Quelle (Quelle Nr. VI) würden bloß 0·04, der Sinter aus der Fledermaus-Quelle (Quelle Nr. X) mit Uran-Eigenfluoreszenz („Leuchtsinter") und mit $1000 \cdot 10^{-6}$ g U/g dagegen 8·0 Alphastrahlen pro Gesichtsfeld und 4 Wochen Expositionszeit liefern.

Die Strahlung der in den Sintern selbst entstandenen Uran-Folgeprodukte ist bei dem Alter der Sinter von höchstens einigen Dezennien völlig zu vernachlässigen; selbst bei dem fluoreszierenden Sinter der Fledermaus-Quelle spielt das mögliche Höchstalter von 500 Jahren noch keine Rolle.

Ergebnisse.

Zur Untersuchung gelangten bisher Warzensinter aus folgenden Gasteiner Quellen:

1. Quelle Nr. IV, Alte Franzens-Quelle. Die aus einer etwa 5 mm dicken Kruste mit schaligem Bau bestehenden Warzensinter lagen am Boden des kleinen Quellbeckens am Quellaustritt, können aber nach den Befunden von *Scheminzky* und *Grabherr* (2) nicht unter Wasser entstanden, sondern erst nach ihrer Bildung über Wasser in das Quellbecken gefallen sein; da sich die Quellfassung noch im ursprünglichen Zustand vom Jahre 1807 befindet, haben diese Sinter möglicherweise ein relativ hohes Alter.

2. Quelle Nr. VI, Doktor-Quelle, Hauptaustritt. Die aus miteinander verwachsenen, kegelförmigen Knöpfchen bestehenden Warzensinter stammen vom felsigen First der Quellfassung, wo sie dem strömenden Thermalwasser entgegen stalaktitenartig nach unten zu wachsen; Urangehalt einer Mischprobe aus verschiedenen Stücken von dieser Stelle nach *Scheminzky* und *Grabherr* (2) $5 \cdot 10^{-6}$ g U/g. Alter wahrscheinlich nur einige Dezennien.

3. Quelle Nr. X, Fledermaus-Quelle. Die aus einer höckerigen Kruste bis zu 8 mm Dicke bestehenden Sinter stammen von der linken Felswand dicht über dem Thermalwasserbecken. Sie unterscheiden sich von allen anderen Warzensintern der Gasteiner Quellaustritte dadurch, daß sie im filtrierten ultravioletten Licht eine deutlich gelbgrüne Fluoreszenz mit typischen Uranbanden im Fluoreszenzspektrum zeigen („Leuchtsinter"); Urangehalt nach *Scheminzky* und

[1] Der nach *Scheminzky* und *Grabherr* (2) besonders uranreiche Leuchtsinter der Fledermausquelle ($1000 \cdot 10^{-6}$ g U/g) springt gegenüber den anderen Warzensintern so aus der Reihe, daß sein Urangehalt nicht mit ihnen verglichen werden kann. Schon allein seine Uranfluoreszenz im filtrierten ultravioletten Licht, die den anderen Warzensintern fehlt, hebt ihn als Sonderfall heraus; wahrscheinlich ist sein Uranreichtum auf ein sehr hohes Alter zurückzuführen.

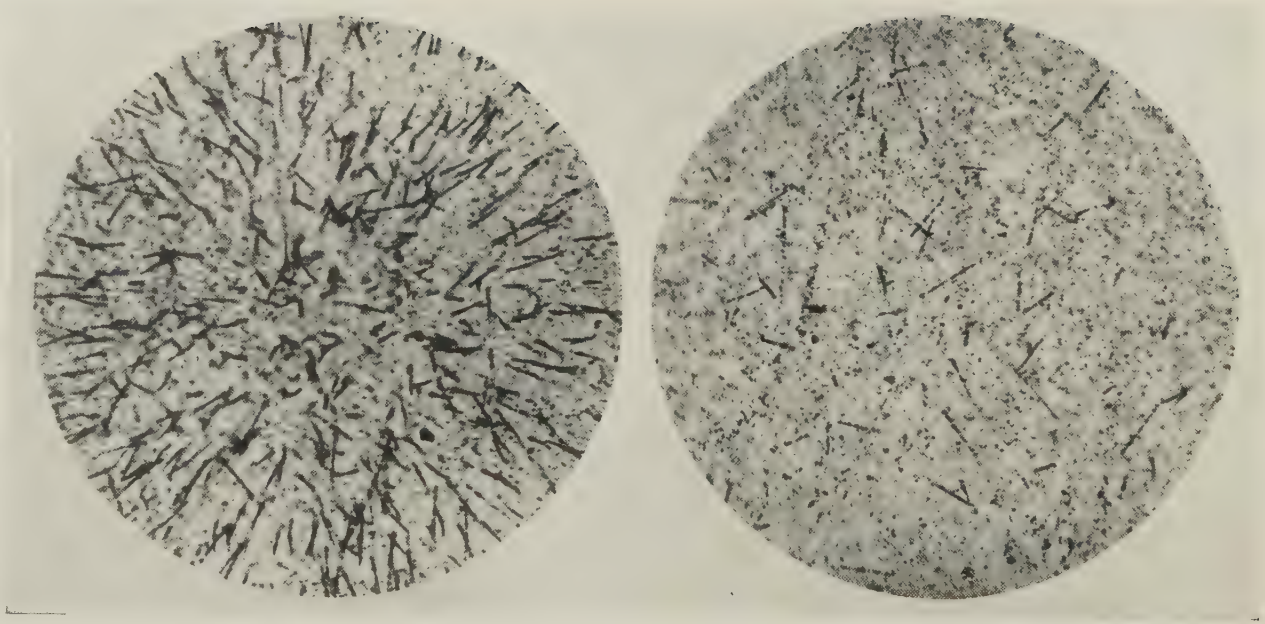


Abb. 2. Ausschnittsvergrößerung aus mit Gasteiner Warzensintern bestrahlten Kernplatten; Abbildungsmaßstab 480:1. Links: Nest von Alphastrahlen aus einem Sinter der Alten Franzens-Quelle (Quelle Nr. IV); rechts: durchschnittliche Verteilung der Alphabahnen aus dem Leuchtsinter der Fledermaus-Quelle (Quelle Nr. X). (Außer den strichförmigen Alphabahnen sind in beiden Bildern noch zahlreiche Einzelpunkte, herrührend von primären und sekundären Betastrahlen aus dem Sinter, zu sehen.)

Grabherr (2) $1000 \cdot 10^{-6}$ g U/g. Die Fledermaus-Quelle tritt in einem vermutlich am Ende des 15. Jahrhundert noch mit Schlegel und Hammer vorgetriebenen Stollen aus; da sie ungenützt ist, wurde der ursprüngliche Zustand nicht verändert und die Warzensinter können hier ein Alter von mehreren Jahrhunderten haben.

4. Quelle Nr. XII, Reissacher-Quelle. Die knopfförmigen, einzeln stehenden Warzensinter stammen von der aus Bruchsteinen gemauerten Hinterwand des zu den Thermalwasseraustritten führenden Stollens, über welche Thermalwasser herabrieselt. Alter wahrscheinlich nur einige Dezennien.

In allen mit diesen Proben bestrahlten Platten fanden sich zahlreiche Alphabahnen in ungleichmäßiger Verteilung und in einer Zahl, die den aus dem Urangehalt zu erwartenden Wert um ein Vielfaches übersteigt. Die Verteilung dieser Bahnen zeigt eine ausgesprochene Struktur, die zum Teil mit dem Aufbau des Warzensinters zusammenhängt; so findet man z. B. unter porösen Stellen der Probe mehr Bahnen infolge der größeren Strahlungsfläche, aber auch an anderen Orten wieder ohne makroskopische Besonderheiten. An manchen Punkten treten auch ausgesprochene Strahlen-„Nester" auf, d. h. von einem Punkt des Sinters gehen zahlreiche Bahnen aus (vgl. Abb. 2, links); meistens aber bietet die Platte ein Strahlungsbild wie in Abb. 2, rechts, d. h. die Alphabahnen sind nach allen Richtungen orientiert. Da unsere Platten auch für Betastrahlen empfindlich sind, findet man neben den strichförmigen Alphaspuren auch viele Einzelpunkte, welche von primären und sekundären Betastrahlen herrühren.

Die erste orientierende Auszählung der mit den oben angeführten Proben bestrahlten Platten gibt die folgende Tabelle wieder:

Nr. der Probe	Durchschnittl. Zahl d. Alphabahnen pro Gesichtsfeld und 4 Wochen[1]	Urangehalt	Gefundene Bahnenzahl / Berechnete Bahnenzahl
1	4·3	—[2]	—[2]
2	1·8	$5 \cdot 10^{-6}$ g/g	45
3	36·0	$1000 \cdot 10^{-6}$ g/g	4,5
4	0.5	—[2]	—[2]

[1] Als „Gesichtsfeld" liegt die in Abb. 2 vergrößert abgebildete Fläche von $2{\cdot}18 \cdot 10^{-2}$ cm² zugrunde; da die Kernplatten nicht in allen Versuchen gleich lange bestrahlt wurden, mußte des Vergleiches wegen auf 4 Wochen Expositionszeit umgerechnet werden.

[2] Für die Proben Nr. 1 und Nr. 4 liegt eine mengenmäßige Bestimmung des Urangehaltes noch nicht vor; daher kann auch das Verhältnis zwischen gefundener und aus dem Urangehalt berechneter Bahnenzahl noch nicht angegeben werden.

Besprechung der Ergebnisse.

Die Untersuchungen von 4 Warzensintern von 4 verschiedenen Gasteiner Quellaustritten mit Kernplatten hat gezeigt, daß die Sinter bei einer mehrwöchigen Bestrahlungszeit zu einer bemerkenswerten Zahl von Alphaspuren in der Emulsion führen. Die Zahl dieser Alphaspuren war in allen Fällen *größer* als es dem bisher von *Scheminzky* und *Grabherr* (2) gefundenen *Höchstwert* des Urangehaltes entsprechen würde (vgl. die Berechnung auf S. 284); in den beiden Fällen (Proben 2 und 3), in denen der tatsächliche Urangehalt bereits bestimmt worden war, ist die Alphaspurenzahl sogar *wesentlich größer* als sie nach ihrem Urangehalt zu erwarten wäre. Schon daraus ergibt sich der Schluß, daß die vorliegenden Warzensinter nicht bloß allein Uran als Alphastrahler enthalten können, sondern daß sich in ihnen auch noch *andere alphastrahlende Substanzen* vorfinden müssen. Ein weiterer Beweis dafür ergibt sich aus der Ausmessung der Reichweiten. Ein vollständig in der Emulsion verlaufender Uran-Alphastrahl kann höchstens eine Länge von 20 μ aufweisen; tatsächlich finden sich aber in fast allen Aufnahmen auch zahlreiche Alphaspuren mit einer *größeren* Reichweite. Das Spektrum dieser Reichweiten zeigt ganz deutlich, daß diese längeren Alphabahnen durch Radium und seine Folgeprodukte erzeugt wurden. Unsere vorläufigen Untersuchungen erlauben daher jedenfalls schon jetzt den sicheren Schluß, daß die *Warzensinter aus dem Gasteiner Thermalwasser nicht bloß Uran, sondern auch Radium aufnehmen;* daß das letztere Element nicht im Sinter selbst aus Uran entstanden sein kann, wurde schon früher erwähnt.

Eine Ausnahme bildet vorläufig der Leuchtsinter aus der Fledermaus-Quelle (Probe Nr. 3), in welchem sich neben sehr zahlreichen kurzen Alphabahnen bis jetzt *keine* längeren haben auffinden lassen. Die höhere Bahnenzahl gegenüber dem tatsächlichen Urangehalt müßte in diesem Fall nicht unbedingt für das Vorhandensein eines zusätzlichen Alphastrahlers sprechen; das hier nur kleine Verhältnis von gefundenen zu berechneten Bahnen (4,5mal) könnte auch darauf zurückzuführen sein, daß das Uran stellenweise angereichert ist. Tatsächlich zeigte auch die Prüfung des Stückes, dem die Probe für den Kernplattenversuch entnommen worden war, im filtrierten ultravioletten Licht ausgesprochene Zonen stärkerer und schwächerer Fluoreszenz.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt; eine ausführliche Mitteilung wird nach Verarbeitung eines größeren Materiales erfolgen.

Zusammenfassung.

Die von *Scheminzky* und *Grabherr* an den Gasteiner Quellaustritten gefundenen Warzensinter, welche Uran aus dem Thermalwasser anreichern, wurden hinsichtlich ihrer Alphastrahlung mittels

Kernplatten untersucht. Es zeigte sich, daß die Zahl der Alphaspuren weit größer ist, als sie nach dem Urangehalt zu erwarten wäre; dieser Befund und auch das Vorkommen von Alphabahnen in der Emulsion mit größerer Reichweite als bei Uran-Alphastrahlen spricht dafür, daß in den Sintern auch andere Alphastrahler enthalten sein müssen (Radium und seine Folgeprodukte); da bei dem relativ geringen Alter der Sinter die aus dem angereicherten Uran entstandenen Folgeprodukte zu vernachlässigen sind, können die erwähnten anderen Alphastrahler nur aus dem Thermalwasser stammen. Die Sinter nehmen bei ihrer Bildung also nicht nur Uran, sondern auch Radium auf. Die strahlenden Stoffe sind im Sinter nicht gleichmäßig verteilt; neben Stellen mit nach allen Richtungen orientierten Alphaspuren finden sich in den Platten auch Strahlennester, d. h. Stellen, an denen von einem Punkt zahlreiche radiär verlaufende Bahnen ausgehen. Teilweise besteht in der Bahnendichte auch eine Strukturabhängigkeit, indem an porösen Stellen des Sinters, infolge der größeren Strahlungsfläche, die Alphaspuren zahlreicher sind. Die Untersuchungen werden fortgesetzt; nach Verarbeitung einer größeren Probenzahl und genauer Ausmessung der Aufnahmen wird eine ausführliche Mitteilung erfolgen.

Literatur.

1. *Grabherr, W.*, Badgasteiner Badeblatt, 1949, Nr. 3 (Mitt. d. Forsch.-Inst. Gastein, Nr. 36). — 2. *Scheminzky, F.*, und *W. Grabherr*, Tschermaks min. u. petrogr. Mitt.; dieses Heft, S. 257 (Mitt. d. Forsch.-Inst. Gastein, Nr. 54). — 3. *Hernegger, F.*, Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl. (1933), 2, 15. — 4. *Hernegger, F.*, und *B. Karlik*, Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. II a, 144 (1935), 217. — 5. *Schiedt, R.*, Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. II a, 144 (1935), 5/6, 191.

Aus dem Forschungsinstitut Gastein in Badgastein (Mitteilung Nr. 56) und dem Chemischen Institut der Universität Innsbruck.

Über den Arsengehalt von Stollenwässern in der Umgebung Badgasteins.

Von

E. Hayek und **H. Wierer.**

(Eingelangt am 3. März 1950.)

Die goldführenden Gesteine der Gasteiner Umgebung enthalten in der Regel auch Arsenerze. Deshalb zeigen manche aus den Stollen der alten Goldbergbaue kommenden Wässer einen Arsengehalt, wie dies vom „Giftbrünnl" im Pockharttal schon lange bekannt ist. Untersuchungen hierüber hat unter Bezugnahme auf die Biologie der Pockhart-Seen *H. Kunisch* (Mitt. D. u. Ö. A. V. 7 [1881], 118) durchgeführt. Er gibt für zwei Quellen im Pockharttal — eine davon wahrscheinlich das Giftbrünnl — einen Gehalt von 4·4 mg und 2·5 mg Arsen/Liter an. (Umgerechnete Werte aus seinen Angaben von g As_2O_3/100 l und gekürzt entsprechend der anzunehmenden Genauigkeit.) Eines der Quellsedimente enthielt 0·25% Arsen. Das Wasser des oberen Pockhartsees ergab mit 7·0 mg/l die größte Konzentration von Arsen und auch der untere See enthielt 3·6 mg/l.

Im Rahmen der Arbeiten des Forschungsinstitutes Gastein schien es von Interesse, den Arsengehalt solcher Quellen zu überprüfen, besonders im Hinblick auf die Verwendbarkeit zu Heilzwecken. Zwei der untersuchten Stollenwässer schieden schon nach kurzer Untersuchung als wenig interessant aus, da sie Gehalte von jedenfalls unter 0·5 mg Arsen/Liter ergaben. Diese Proben wurden aus dem Naßfeld-Unterbaustollen, 1632 m Seehöhe, bei Kilometer 1·500 vom Naßfeldereingang bzw. am Mundloch des verfallenen Floriani-stollens am Radhausberg, 2000 m Seehöhe, genommen.

Höhere Arsengehalte ergaben sich in zwei Quellen des Pockharttales, nämlich dem sogenannten „Giftbrünnl", welches etwa 200 m nordöstlich des oberen Pockhartsees in 2120 m Seehöhe aus der Halde unter dem „falschen Gertraudistollen" entspringt und einer Quelle im Pockhart-Unterbaustollen, 1985 m, zwischen den beiden

Pockhartseen. Diese Quelle tritt am Feldort des 415 m langen Stollens aus.

Die Wasserproben wurden einmal am 17. September 1948 genommen. Es zeigte sich jedoch bei Durchführung der Analysen, welche aus verschiedenen Gründen mit längerer zeitlicher Unterbrechung erfolgte, daß der Arsengehalt der Proben durch Reaktion (Austausch-Adsorption) mit den Glasgefäßen erheblich mit der Zeit abnahm. Über diese bisher nicht beachtete Tatsache wird später an anderem Orte berichtet werden, ebenso über Vorkehrungen, um diese Verfälschung der Analysenresultate zu vermeiden. Es erwies sich jedenfalls als notwendig, eine neue Probenziehung durchzuführen, welche am 22. August 1950 erfolgte. Die neue Probenahme zeigte wesentliche Unterschiede der Quellenschüttung gegenüber der früheren, obwohl beide zu einer Zeit erfolgten, wo das Pockhartal bis 2600 m völlig schneefrei war. Das „Giftbrünnl" ergab 1948 zirka 120 l/Minute, 1950 nur 60 l, der Unterbaustollen statt 180 nur 30. Die sonstigen Daten der Proben von 1950 sind:

	Geschmack	Temp.	As mg/l	Fe mg/l	pH frische Probe
Giftbrünnl	unangenehm metallisch	4·4°	5·2	6·6	5·8
P. Unterbau	schwach metallisch	5·6°	3·4	4·0	5·8

Beide Wässer enthalten keine freie Schwefelsäure (pH des Konzentrates 10 : 1 = 7·0), aber Sulfat, welches beim Eindampfen besonders des Pockhartstollenwassers als Gips ausfällt.

Das „Giftbrünnl" zeigt ein rotes Sediment, welches auf die Trockensubstanz bezogen, 2·9% As und 38·8% Fe enthält, Glühverlust 32·6%. Im Pockhartstollen finden sich reichlich Sedimente, die zum Teil rostrot, zum Teil schwarzbraun sind. Hieraus zeigt sich, daß das Wasser sehr verschiedene Zusammensetzung haben kann. Zwei verschiedene schwarzbraune Proben enthielten 4·0 bzw. 1·5% As, 25·5 bzw. 8·8% Fe und 32·1 bzw. 43·4% Mn, Glühverlust 13·2 bzw. 10·8%.

Zusammenfassend kann man sagen, daß nicht unerhebliche Arsenmengen von den Quellen gefördert werden, welche sich der Größenordnung nach in der Höhe der bekannten Arsenquelle Levico (4·5 mg/l) halten. Allerdings müßte man sich durch Probenahme zu verschiedenen Jahreszeiten über die auftretenden Schwankungen unterrichten, ehe ein abschließendes Urteil über den Arsengehalt gefällt werden kann.

Aus dem Forschungsinstitut Gastein in Badgastein (Mitt. Nr. 58), dem Mineralogischen Institut der Universität Wien und dem Naturhistorischen Museum Wien.

Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern).

Von

Herbert Haberlandt und **Alfred Schiener.**

Spektrographische Untersuchungen von **A. Gatterer** (Specola Vaticana bei Rom), **F. X. Mayer** (Gerichtsmedizinisches Institut Wien) und **E. Schroll** (Mineralogisches Institut der Universität Wien).

Mit 13 Textabbildungen.

(Eingelangt am 17. März 1950.)

Das mineralreiche Gebiet von Badgastein ist im älteren Schrifttum (1 a—c) wiederholt erwähnt worden. An neueren lagerstättenkundlichen und mineralchemischen Arbeiten liegen Untersuchungen über die Goldquarzgänge der Siglitz (2 a—c), verschiedene Arbeiten über die Gasteiner Thermen (3 a—f) und mehrere Veröffentlichungen über einen merkwürdigen Thermalabsatz, den sogenannten Reissacherit vor (4 a—c). Außerdem finden sich verstreute Angaben über einzelne Mineralvorkommen, wie z. B über Desmin von *A. Köhler* (5).

Eine moderne Untersuchung über die geochemischen Verhältnisse des wegen seiner Heilquellen weltberühmten Gebietes von Badgastein fehlte bisher und so hat es einer von uns im Rahmen des Forschungsinstitutes Gastein (unter der Leitung des Herrn Prof. *F. Scheminzky)* unternommen, in dieser Hinsicht einmal eine Grundlage zu schaffen. Herrn Prof. *Scheminzky* sei für seine stete Förderung hiemit geziemend gedankt. In dieser ersten Veröffentlichung soll zunächst eine mineralogische Beschreibung gegeben und die grundsätzliche geochemische Problematik des zu untersuchenden Gebietes diskutiert werden. Dank dem Entgegenkommen der Gewerkschaft Radhausberg und ihres derzeitigen öffentlichen Verwalters, des Bürgermeisters von Badgastein Herrn *F. Wagnleitner* und des Betriebsleiters *K. Zschocke* konnte vor allem der Radhausberg-Unterbaustollen genauer erforscht werden. Die Begehungen wurden zum Teil gemeinsam mit Herrn Bergverwalter *K. Zschocke* und Herrn Ing. *F. Florentin* durchgeführt, denen für ihre Hilfe und

Unterstützung herzlichst gedankt sei. Im Sommer 1946 wurde gemeinsam mit Ing. *Florentin* eine Begehung der höher gelegenen Bergbaugebiete des Radhausberges vorgenommen und auch die angrenzenden Höhenzüge des hintersten Weißenbachtales, sowie die felsige Umrahmung des Erfurter Weges in Kolm-Saigurn (Rauris) in die Aufnahme mit einbezogen. Das Gebiet des Ankogels und seines großen Bergsturzes wurde in den Sommern 1948 und 1949 begangen. Spektrographische Aufnahmen von verschiedenen Mineralien konnten dank dem freundlichen Entgegenkommen von Herrn Prof. *Schwarzacher* und Herrn Dozent Dr. *Fr. X. Mayer* im Gerichtsmedizinischen Institut der Universität durchgeführt werden. Einige Spektralaufnahmen von Reissacheritproben wurden von Herrn Prof. Dr. *D. Gatterer* in der Specola vaticana ausgeführt. Allen diesen Herren sei für ihre Hilfe herzlich gedankt.

Nicht zu vergessen ist die tatkräftige und wertvolle Mithilfe der einheimischen Mineraliensammler, vor allem ihres Nestors Herrn *Josef Frohnwieser* in Böckstein. Wertvolle Auskünfte und verschiedene Mineralstufen erhielten wir uneigennützigerweise von den Sammlern: *Gottlieb Steiner*, *Leopold Schmutzenhofer*, *Anton Haider*, *Hans Guganigg* und *Alois Keuschnig*.

Petrographische Charakterisierung des Gebietes im Zusammenhang mit der Erz- und Mineralbildung.

Die meisten der in dieser Arbeit untersuchten Mineralvorkommen liegen im Bereich des Zentralgranitgneises, der zum Teil syenitisch bis tonalitisch, zum Teil aber aplitartig ausgebildet ist und auch Einlagerungen von verschiedenen Schieferzungen, besonders randlich enthält. Eine besonders bezeichnende ist in der sogenannten Woiskenschieferzone im Bereich des Radhausberg-Unterbaustollens aufgeschlossen. Das Stollenprofil wurde von *Chr. Exner* (6) genau aufgenommen und auch petrographisch-mikroskopisch eingehend untersucht (7 a, b). Er unterscheidet neben dem eigentlichen Gneisgranit des Hölltorkernes und dem bekannten Forellengneis des Anlauftales — abgesehen von dem normalen porphyrischen Gneis des Tauerntunnels nach *F. Becke* (8) — den sogenannten Riesenaugengneis und einen grobflasrigen porphyrischen Zweiglimmergneis im Bereich des Radhausberg-Unterbaustollens. Darüber liegt der granosyenitische Gneis der Romatedecke und darüber folgt der von *Exner* so benannte „Siglitzgneis". Letzterer wird als hybrides, albitreiches, auch Karbonat führendes Gestein gedeutet, in dem sehr reichlich Schachbrettalbitbildung vor sich gegangen ist. Es soll auch ursprüngliches Sedimentmaterial enthalten, doch wäre unseres Er-

achtens zu untersuchen, inwieweit sich die Karbonatbildung wenigstens teilweise aus einer Umbildung der Kalknatronfeldspate auf Grund einer stärkeren Beanspruchung und Beeinflussung durch hydrothermale Lösungen im Zuge der Metamorphose erklären läßt. und ob die starke Verglimmerung nicht nur eine Folge der stärkeren Durchbewegung ist.

H. Haberlandt hat bereits seinerzeit auf eine Publikation von *D. Gallagher* (9) hingewiesen, die sich mit den Zusammenhängen zwischen Albitführung und Goldquarzgängen befaßt und worin eine weltweite Verbreitung dieses Zusammenvorkommens festgestellt wird. An diese Arbeit *Gallaghers* knüpfte sich eine sehr schwierige Diskussion mit recht widersprechenden Meinungen (7 a), wobei unter anderem *O. Sullivan* (10) die Ansicht vertrat, daß das Gold infolge des ähnlichen Ionenradius (Au^{+1} — 1·37 A^0) mit dem des Kaliums (K^{+1} — 1·33 A^0) diesem geochemisch vergesellschaftet sei und durch einen Granitisationsvorgang verbunden mit Albitisierung kalihaltiger Gesteine angereichert werde. *Exner* (11) wies auch auf einen Zusammenhang zwischen der Goldführung und den albitreichen Siglitzgneisen hin, und zwar in dem Sinne, daß die Goldgänge hauptsächlich im Bereich dieser Gneise auftreten. Nun hat schon *F. Becke* (12) vor vielen Jahren in einem Vortrag darauf aufmerksam gemacht, daß die Goldführung im wesentlichen an die Randzone der großen Gneiskuppeln gebunden ist und daß kein merklicher Goldgehalt in das Nebengestein (Schieferhülle) auf größere Entfernung hineingeht. Man kann sich vorstellen, daß die goldhaltigen Lösungen Alkalichloride oder Alkalisilikate, vielleicht auch Fluoride oder komplexe Alkali-Silikofluoride führten, und es ist in diesem Zusammenhang wahrscheinlich, daß die Bildung der Golderzgänge sich zeitlich und örtlich weitgehend an die Albitisation der Gneise (Schachbrettalbitbildung) anschloß, ohne daß dafür eine ausgesprochene „Granitisation" notwendig gewesen wäre. Obendrein erscheint es recht unwahrscheinlich, daß Kalium und Gold sich kristallchemisch vertreten können. Im Bereiche des Siglitzgneises finden sich in der Nähe der Golderzgänge, hauptsächlich in den obersten Partien auch die meisten Mineralklüfte.

Die Einsprenglingsnatur der Kalinatronfeldspate in den porphyrartigen Gneisvarietäten kann auf Grund ihrer vielfach eckigen Form und Verzwillingung nach dem Karlsbadergesetz seit den grundlegenden Untersuchungen von *Becke* kaum angezweifelt werden, während beim Augengneis des Radhausberg-Unterbaustollens auf Grund der starken teilweisen Schwänzung und des scheinbaren Zusammenhanges mit aplitischen Adern der Eindruck entstehen kann, daß hier Neubildungen, ausgehend von eben diesen Aplitadern, vorliegen. Tatsächlich hat *Exner* (7 a, b) diese Ansicht in zahlreichen Arbeiten vertreten und zur Beweisführung eingehende Dünnschliffuntersuchungen mit optischen Analysen und Achsenwinkelmessungen der fraglichen Feld-

späte durchgeführt. Jedoch gerade bei den mit Knaf. III bezeichneten Kalinatronfeldspateinsprenglingen im Riesenaugengneis gelingt es *Exner* nicht, einen eindeutigen Beweis für ihre Neubildung zu liefern, da die zugehörigen Achsenwinkel relativ klein sind (54°—80°) und in ihnen alpidisch parallel geschiefertes si fehlt. Dennoch will *Exner* auf Grund makroskopischer und mikroskopischer Bilder diese Kristallaugen aus aplitischen Lagen herleiten. Ebenso glaubt *Exner* an ein „Aufsprossen" der Schachbrettalbitaugen entsprechender Gneise aus der Woiskenserie aus aplitischen Lagen, wie das in einer kürzlich erschienenen Arbeit (10) ausgeführt wird. Dazu ist nun folgendes zu sagen: Die Kristallaugen des Riesenaugengneises lassen vielfach noch ihre ursprüngliche eckige Form erkennen, sie sind häufig nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt und enthalten zahlreiche perthitische Lamellen in verschiedener Ausbildung, wie sie magmatischen Feldspaten eigentümlich sind. Die starken Schwänzungen und das scheinbare Übergehen in aplitische Lagen lassen sich mit der starken Durchbewegung und der stärkeren Stoffmobilisierung bei höherem Druck und gesteigerter Temperatur unschwer in Einklang bringen. Außerdem zeigten eigene mikroskopische Beobachtungen, daß sich die „aplitischen Schwänze" aus einem Mosaik von Quarz und Kalifeldspat zusammensetzen (beim Augengneis), das mit dem Auge selbst in unregelmäßigen Verwachsung verbunden ist, während die vorerwähnten echten Schwänze aus der Augensubstanz selbst gebildet sind und im Sinne von *F. Becke* zwanglos nach dem Rieckeschen Prinzip erklärt werden können. Bezüglich der Herleitung der Schachbrettalbite könnte die Natronzufuhr wohl unschwer mit den albitreichen jüngeren Apliten in Verbindung gebracht, auf keinen Fall aber läßt sich der manchmal noch erhaltene Kalinatronfeldspatrest im Kern von diesen natronreichen Apliten herleiten.

Der Siglitzgneis mit Plagioklasvormacht (35—55% bei einem Anorthitgehalt bis 6%), bis 7% Kalifeldspat und einem Gehalt bis 3·5% Karbonat wird nach *Exner* (13) als ichoretisches Mischprodukt aus präexistierendem, reichlich sedimentogenem Material mit mobilisiertem azidischem Orthomaterial aufgefaßt, wobei jedoch der Natronreichtum unerklärt bleibt, wenn man nicht eine entsprechende Zufuhr annimmt. Unbestritten ist an den Beobachtungen *Exners,* daß die Albitisation innerhalb der Woiskenserie der Kalinatronfeldspatvormacht des Hölltor-Rotgüldenkernes gegenübersteht, wobei wohl auch die ganzen porphyrartigen Gneise des Tauerntunnels diesem zuzurechnen sind.

Der Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens wäre nach *Exner* eine kalinatronfeldspatreiche azidische Randfazies des Hölltor-Rotgüldenkernes. Die Albitgneise nahe der Liegendgrenze der Woiskenmulde zeigen durch Zunahme von Kalinatronfeldspat Übergänge zum Riesenaugengneis. Wir selbst erblicken in diesen Augengneisen Übergänge des normalen porphyrartigen Granitgneises, wie er im Bereich des Tauerntunnels vorliegt, zu stärker verschieferten und hybriden glimmerreichen Gneisen und sehen im Siglitzgneis eine noch stärker hybride Fazies, die stellenweise auch Sedimentgneise verarbeitet und aufgenommen haben mag, wodurch auch der Karbonatgehalt erklärlich wird. Im Gegensatz zu *Exner* gehen wir von der Erscheinungsform des Kalifeldspateinsprenglinge führenden Granitgneises des Kernes aus, der vor allem in den Randzonen auch durch Aufnahme von Fremdmaterial hybrid wird, ohne daß deswegen gleich an eine Granitisation im großen Stil gedacht werden muß. Die erwähnten Einsprenglinge sind meist ausgewalzt und stark geschwänzt. Es erscheint uns daher als sicher, daß hier eine reichliche Mobilisierung ihres Materials erfolgte, wie später noch genauer ausgeführt wird. Wir möchten hier ausdrücklich aussprechen, daß es nicht genügt, bloß auf Grund der Feldbeobachtungen und noch so eingehender Dünnschliffuntersuchungen ohne Zuhilfenahme chemischer Analysen und darauf fußender eingehender Diskussion des chemischen Stoffbestandes ein so komplexes petrogenetisches Problem, wie es nun einmal in den Hohen Tauern

vorliegt, befriedigend klären zu wollen. Die Bilanz des Stoffbestandes des Zentralgneises zeigt nach *F. Becke* (14) in den durch tektonische Beanspruchung verschieferten Randteilen des Zentralgneises einen Abgang von Kieselsäure und einen Verlust von relativ mehr Kalium als Natrium, was *Becke* eben auf die Bindung des Natriums im Intrusivgestein selbst (Myrmekit, Schachbrettalbit) zurückführt. Zweifellos sind die Alkalien Natrium und Kalium im höchsten Grade mobilisiert worden, während die Gesteine alpin umgeprägt wurden, wobei das Natrium Anlaß zur Myrmekit- und Schachbrettalbitbildung des Kalifeldspates gegeben hat, während das Kalium weitgehende Muskowit- und Serizitbildung ermöglicht hat. Die Beschreibung, die *F. Becke* (15) von der Myrmekitbildung gegeben hat, stimmt weitgehend mit dem Bild der von uns untersuchten Schliffe überein und es sind keine Anzeichen vorhanden, welche die Deutung des Myrmekits im Sinne von *Drescher-Kaaden* (16) stützen würden. Wir deuten daher den Myrmekit im Sinne von *F. Becke* als Verdrängung des Kalifeldspates durch einen mehr oder weniger albitreichen Plagioklas unter Abscheidung von Quarz, wobei Kalium weggeführt und unter Neubildung von Serizit bzw. Muskowit verbraucht wurde. Merkwürdig sind die zahlreichen Hellglimmermikrolithen in den Plagioklasen, die zusammen mit den in basischeren Plagioklasen zusammen vorkommenden Zoisitmikrolithen von *Becke* als metamorphe Entmischung gedeutet wurden. *Exner* (7 a) hingegen beobachtete ein sekundäres hydrothermales Wachstum solcher Hellglimmermikrolithen in Albiten von Plagioklasgneisen, was aber die *Becke*sche Deutung durchaus nicht ausschließt; wissen wir doch, daß auch bei der Metamorphose hydrothermale Umwandlungsvorgänge mitspielen können.

V. M. Goldschmidt (13) nahm bereits eine weitgehende Hydrolyse von natronhältigem Kalifeldspat bei höherer Temperatur im Zuge der Metamorphose bei kaliumreichen Tiefengesteinen an nach der Reaktionsgleichung:

$$3\ K_2Al_2Si_6O_{16} + 2\ H_2O \rightarrow H_4K_2Al_6Si_6O_{24} + 2\ K_2O + 12\ SiO_2,$$

was zur Bildung von Muskowit auf Kosten des Alkalifeldspates führen muß mit gleichzeitiger Anreicherung des freiwerdenden Natrons in den Restlaugen, da ins Muskowitgitter nur wenig Natron eingeht. Nach *Goldschmidt* würden wir also Kontaktzonen mit metasomatischer Injektionsmetamorphose vorzugsweise um kalireiche Tiefengesteine finden. Die injizierten Lösungen dürften freies Alkalisilikat enthalten, sozusagen „eine Art von Wasserglas". Mit dieser Auffassung *Goldschmidts* könnte die Schachbrettalbitisierung in den Hohen Tauern unseres Erachtens wohl erklärt werden. Es ist natürlich auch möglich, daß darüber hinaus noch Natrium aus der Tiefe zugeführt wurde, worauf die weit in die Schieferhülle reichende Periklinbildung in den alpinen Klüften und vielleicht auch die starke Natronvormacht (Glaubersalz!) in den Gasteiner Thermen hindeuten. Wichtig sind in diesem Zusammenhange auch die statistischen Studien von *Lapadu-Hargues* (18) über die Mobilität folgender Elemente in metamorphen Prozessen in ansteigender Reihenfolge: Ba^{+2}, K^{+1}, Ca^{+2}, Na^{+1}, Fe^{+2} und Mg^{+2}, entsprechend der Abnahme in der Ionenradiengröße. Damit könnte eine größere Wanderungsfähigkeit des Natriums gegenüber dem Kalium erklärt werden.

Es gibt allerdings nach *Exner* (siehe diese Festschrift) auch Neubildung von Kalifeldspat (Mikroklin). Die Erkenntnis *Exners*, daß Schachbrettalbitbildung an bestimmte Plagioklas und Calciumkarbonat führende Gneise, vor allem auch an die oberen Partien des Radhausbergkomplexes, die sogenannten Siglitzgneise gebunden sei, ist sicher von großem Interesse, da ja in diesen Gesteinszonen auch die wichtigsten goldführenden Erzgänge auftreten, während in den tieferen Partien eine andere Mineralvergesellschaftung vorherrschend ist. Wir wollen aber betonen, daß gerade in den durchbewegten Grenzzonen die Schachbrettalbitbildung besonders ausgeprägt ist,

so auch im Siglitzunterbaustollen an der Grenze Zentralgneis—Schieferhülle. Recht bemerkenswert ist eine späthydrothermale Differentiation von Natrium und Kalium innerhalb der Mineralklüfte. So führen die Klüfte im Bereich des Zentralgneises vorwiegend Adular, im Bereich der Schieferhülle aber Periklin. Ein eigenes Kapitel bilden die Umwandlungserscheinungen des Zentralgneises mit weitgehender Serizitisierung und Chloritisierung und zunehmender Rutilausscheidung, vor allem in unmittelbarer Nähe der Erzgänge, was bereits von *R. Canaval* (2 a) hervorgehoben wurde. Bei allen Beobachtungen am anstehenden Gestein, am Handstück oder im Dünnschliff konnte fast durchwegs eindeutig festgestellt werden, daß das Nebengestein der mineralführenden Klüfte stärker aplitisch-pegmatoid durchadert und injektionsmäßig beeinflußt worden ist. Diese Beobachtungen lassen sich sowohl im Gebiet des Ankogels, Radhausberges, als auch im Bereiche des Hocharns, einschließlich seiner Randzone (Grieswies-Schwarzkopf) in der Rauris machen. In solchen Adern finden sich eine Reihe von Mineralien, die nur zum Teil in den späteren Mineralklüften auftreten. Ein Großteil der in den Mineralklüften vorkommenden Kristalle, wie Albit (Periklin), Turmalin und auch Rutil sind zumeist in nächster Nähe im Nebengestein angereichert. Auf Grund des Dünnschliffbefundes sieht es nun ganz so aus, als ob es sich hiebei um Neubildungen handeln würde, da z. B. die Turmaline quer zur Schieferung gestellt sind und Albit in holoblastischen Neubildungen mit Muskowit auftritt. Das Zusammenvorkommen von Mineralbildung und Durchaderung des Nebengesteins wurde auch in anderen Gebieten, so in der Schweiz, wie auch im außeralpinen Raume des Altvatergebirges beobachtet und gedeutet, *Bederke* (9). Dieser kommt zu der Vorstellung eines größeren Granitplutons unter dem Altvatergewölbe (Kepernikgneis) und man ist versucht, auch im Gebiete von Badgastein einen magmatischen Restherd in nicht allzugroßer Tiefe anzunehmen, von dem sowohl die Erzgangsbildung wie auch eine umfangreiche Mineralisation und letztlich auch die Thermaltätigkeit, verbunden mit eigenartigen Wärmeerscheinungen, ihren Ausgang nahmen.

Eine genauere Untersuchung der pegmatoiden Adern zeigt, daß sie vielfach Kalifeldspat (ohne Perthit) neben albitreichem Plagioklas und auch Schachbrettalbit mit Kalifeldspatresten führen. Somit reicht die Schachbrettbildung bis in die pegmatoid-hydrothermale Phase der Mineralentstehung hinein. Ferner findet sich immer Quarz (teilweise Rauchquarz), sehr häufig Karbonat, Muskowit neben grünem Biotit, Zoisit (Epidot), Titanit und Turmalin. In anderen Adern ist Rutil und Apatit angereichert und auch blauer Beryll hat eine weitere Verbreitung. Diese Mineralausscheidungen stellen sicherlich keine reinen pegmatitischen Restbildungen dar, sondern zeigen alle Übergänge zu hydrothermalen Gangfüllungen. Ihrem Stoffbestand nach weisen sie eine gewisse Kalivormacht auf, mitunter einen bemerkenswerten Beryllium- bzw. Borgehalt, während später eindringende, quer greifende Aplite gemäß ihrem Natronfeldspatgehalt eine Natronvormacht erkennen lassen. Es hat vielfach den Anschein, als ob sich die Mineralfüllung der jüngeren Klüfte unmittelbar aus dem Stoffbestand der älteren pegmatoiden Injektionen herleiten ließe, ohne eine maßgebliche Lateralsekretion aus dem Nebengestein.

Übersicht über die Mineralkluft- und Erzgangsbildungen.

Es ist aus Gründen der Übersichtlichkeit angebracht, die Vielfalt der beobachteten Mineral- und Erzbildungen in ein natürlich begründetes Schema zu bringen, wobei versucht wurde, auch die Altersfolge möglichst zu berücksichtigen.

I. *Aplite* und *Pegmatite* (Pegmatoide). Diese teils älter, teils jünger als die Aplite. Jüngere Aplite zeigen Plagioklasvormacht, im Syenitgneis aber auch reichlich Kalifeldspat.

1. Pegmatoide Adern, vielfach in der Schieferung mit Abzweigungen, aber auch O—W streichende und südfallende Adern mit Kalkspat.

1 a. Rauchquarz, Feldspat mit blauem Beryll; sowohl im obersten Bereich des Siglitzgneises (Kreuzkogel) als auch im Syenitgneis (Romaten, Astenbach); im Gebiete der Romaten in weiße Quarzgänge mit Beryll übergehend.

1 b. Flach fallende Quarzlagen (fast im Lager) mit Kupferkies, Magnetkies, Bleiglanz, Molybdänglanz, örtlich rosa Kalzit und blauer Beryll (im unmittelbaren Gebiet von Badgastein).

1 c. Quarz (undulös), Plagioklas (sehr albitreich), Kalifeldspat, Chlorit, grüner Biotit, bräunlicher Kalkspat und strahliger Turmalin; ebenfalls in Quarzadern mit Turmalin (Rinne unter dem Kraxentrager) übergehend.

1 d. Quarz, rötlicher und bläulichgrauer Kalkspat, mitunter auch Feldspat, Pyrit, selten: grüner Fluorit (beim Bärenfall). Häufiger Fundort dieser Adern beim Kesselfall.

1 e. Quarzadern, zum Teil auch mit Kalifeldspat und Plagioklas, manchmal mit Rutil (Radhausberg, Siglitz-Unterbaustollen).

1 f. Als besondere Übergangsform finden sich miarolithartige Hohlräume in Verbindung mit pegmatoiden und aplitischen Adern an Kreuzungsstellen mit Gangspalten und folgender Mineralisation: Bergkristall, Adular, Chlorit, Titanit, mitunter auch Apatit. (Gemeindesteinbruch bei der Bundesbahnhaltestelle Böckstein, ferner oberhalb des Kesselfalles, Siglitz-Unterbaustollen.)

II. 2. O—W verlaufende, taube Quarzgänge, die in Hohlräumen bloß Bergkristall enthalten und mit Ausnahme von etwas Pyrit praktisch erzfrei sind. Hauptsächlich im Gebiet des obersten Ödenkares auftretend.

3. Gangquarz (sogenannte Blätterbildungen nach *K. Reissacher*) im Gebiete des Radhausberges in drei Horizonten:

Oberster Horizont: mit hohem Freigoldgehalt.

Mittlerer Horizont: hauptsächlich mit Pyrit, Arsenkies und Bleiglanz.

Unterster Horizont: mit mehr Quarz-Feldspatausscheidungen, sowie Pyrit-Kupferkies, selten auch Magnetkies, Bleiglanz, Zinkblende, Gold zusammen mit Glaserz (= Wismut-Tellurerze usw. — siehe die Arbeit von *W. Siegel* in dieser Festschrift).

4 a. Obere Klüfte (über etwa 2000 m Höhe). Im Ausgehenden der Erzgänge ist der Quarz meist rostig, der Pyrit weitgehend limoni-

tisiert. In unmittelbarer Nähe finden sich zahlreiche Mineralklüfte von gleicher Streich- und Fallrichtung: N 20°—40° Ost, Fallen entweder Ost oder West. Kluftmineralien: Rauchquarz-Bergkristall, Adular, Rutil, Kalkspat, Pyrit.

4 b. Bei vorwiegend West-Fallrichtung finden sich in den tieferen Horizonten unter 2000 m vielfach Desmin und Fluorit (111), z. B. im Steinbruch Naßfeld, aber auch als relativ junge Bildungen in den Quellklüften von Badgastein.

III. 5. Jung-hydrothermale Kluftbildungen im Unterbaustollen des Radhausberges: Blättriger Kalkspat (zum Teil Papierspat), Desmin, Fluorit, stumpfpyramidaler Quarz, Chalcedon, Glasopal, zusammen mit rotem Eisenocker und Spuren von Uransilikaten der Uranotilgruppe, ferner ganz jungen Uranylkarbonat-Sulfaten.

Die Mineralvergesellschaftung im engeren Gebiet von Badgastein.

Bereits von *K. Reissacher* (3 a) wurden in der Begleitung tauber Gänge zum Teil in unmittelbarer Nähe von Thermalquellen in Badgastein, die vorzugsweise N—S streichen und meist nach West einfallen, folgende Mineralien als häufig vorkommend angegeben: Fluorit, Zeolithe, Molybdänglanz und Beryll (von *R.* irrtümlich als Blauspat bezeichnet). Ferner im schiefrigen, quarzreichen Gneis: Nach Zügen aus Nord und Süd Erzspangen bis zu 2 Zoll Mächtigkeit, bestehend aus Kupferkies, Eisenkies, etwas Bleiglanz, brauner Zinkblende und Molybdänglanz (bei Aufschlußarbeiten an der Franz-Josefs-Quelle). Fluorit (grüne Oktaeder) ist auch von der alten Franzens-Quelle und von der Grabenbäcker-Quelle bekannt geworden. Nach einer mündlichen Angabe von *J. Kenett* kommt Fluorit auch im Quellschacht der Sophien-Quelle vor. Darüber hinaus sind uns noch folgende Fluoritvorkommen im Gebiete von Badgastein bzw. in der nächsten Umgebung bekanntgeworden: Bei der Wildbachverbauung des Palfnerbaches, ferner beim Bahnbau zwischen Badgastein und Böckstein (nach *Becke* abgestürzte Blöcke vom Hohen Stuhl) wurden schöne, teils smaragdgrüne Oktaeder mit Quarzkristallen in Gneisklüften festgestellt. Auch in der Umgebung des Steinbruches Hirschau (auf halbem Wege zwischen Böckstein und Badgastein) konnten zusammen mit einem eigentümlichen Hornstein und Quarz solche Fluoritoktaeder gefunden werden. In Klüften (N—S streichend und steil nach West fallend) an der sogenannten schwarzen Wand finden sich reichlich fast farblose Fluoritwürfel bis einige Zentimeter Kantenlänge, selten in der Kombination (100), (110). Ebenso fand sich Fluorit in dem auf-

gelassenen Steinbruch bei der Pyrkerhöhe nächst der großen Gletschermühle zusammen mit Desmin und Pyrit in Zentralgneisklüften. Siehe *A. Köhler* (5).

An der Felswand hinter dem Hotel Austria, wo kürzlich umfangreiche Sprengungen vorgenommen worden waren, wurde ebenfalls Fluorit in Würfeltracht mit kleinen Oktaederabstumpfungen gefunden. Diese Felswand zeigt in sehr instruktiver Weise die verschiedenen Kluftrichtungen im Gneis, und zwar sowohl die abgelenkte Erzgangsstreich- und -fallrichtung von N 4—8° Ost, Fallen 70—80° Ost, offenbar verworfen (im unteren Teil der Felswand nach West) durch eine jüngere Fäulen-Kluftrichtung mit deutlichen Quarzgängen im oberen Teil (Streichen 23—25° W, Fallen 40—60° W). Im unteren Teil beobachtet man Klüfte in der normalen Fäulenrichtung (mit Streichen N 10° W, Fallen 60—70° W) ohne wesentliche Quarzfüllung, mit einem in der Schieferung liegenden größeren Hohlraum, der mit einem limonitischen, reissacheritähnlichen Mulm erfüllt ist. Außerdem finden sich fast in der Schieferung liegende, vielleicht O—W streichende Quarzschichten, die an Querklüften mit grünlichen Kalzitsinterkrusten und Glasopalhäutchen überzogen erscheinen und stellenweise Kupferkieseinlagerungen mit sekundären Kupfermineralien (vorwiegend Azurit und Malachit) enthalten, die auch örtlich das Nebengestein imprägnieren. Der Reissacherit spricht vor dem Zählrohr deutlich an und kann nach einer spektrographischen Aufnahme von *E. Schroll* als echter Reissacherit mit kennzeichnenden Spurenmetallen (Bi, Sn) bezeichnet werden. Seine Aktivität konnte von *Scheminzky* und *Rüling* auch durch Bestrahlung von Kernplatten nachgewiesen werden.

Außer den genannten Fundorten mögen noch folgende erwähnt werden: In einem künstlichen Aufschluß beim Hotel Europe fanden sich in einer Quarzader in etwas aplitischem Gneis Molybdänglanz, blauer Beryll in kleinen Säulchen, Pyrit und rosa Kalzit, ferner Bleiglanz, Kupferkies und Magnetkies. Im aufgelassenen Steinbruch Hirschau wurde nach einer Angabe von *Frohnwieser* auch Magnetkies in größeren Partien gefunden. Hier wurde von *P. Gugganig* auch gelegentlich eine sehr schöne Skolezitdruse mit farblosen Kristallen von mehreren Zentimeter Kantenlänge aufgefunden.

Vorkommen im Naßfeldertal und am Südwestabhang des Ortberges:

Eine Reihe kleinerer und wenig beachteter Mineralvorkommen findet sich in Klüften hauptsächlich in der Nähe des Kesselfalles und an der orographisch linken Talseite an den steilen Abhängen des

Ortberges bzw. des Tischkogels. Beim Kesselfall: pegmatoide Adern mit rötlichem und blaugrauem Kalzit. Ferner in Gneisklüften Adular, Pyrit, Chlorit, sowie winzige Titanitkriställchen von brauner Färbung. An den Hängen gegenüber dem Gasthaus Alraune: Adular, Chlorit, Kalzit, winzige sehr flächenreiche Apatite (fast farblos) und Fluorit auf Aplit von hellblauer Fluoreszenz. Beim Bärenfall: in pegmatoiden Adern Rauchquarz und roter Kalkspat, daneben auch Pyrit, grüner Fluorit und Eisenglanz. Nach einer Angabe von *A. Haider* wurde beim Schleierfall violetter Fluorit gefunden. Vom gleichen Finder wurden zusammen mit *J. Frohnwieser* in den Steilhängen oberhalb der Ortbergalm aus Gneisklüften einige Zentimeter große Adularkristalle herausgeholt.

Die Mineralvergesellschaftung im Steinbruch bei der Haltestelle Böckstein.

In einem zum Teil porphyrartigen Granitgneis von muskowitreichem, saurem Typus (die Schieferungsebene streicht N 45° O, fällt 20° W), treten zahlreiche aplitische bis pegmatoide Adern in unregelmäßiger Form und Lage auf, welche in kleinen Klüften und Hohlräumen zahlreiche Mineralien in gut ausgebildeten Kristallen, aber mit meist nur recht kleinen Dimensionen führen. Außer diesen Adern beobachtet man auch die normalen Kluftrichtungen (N 15 bis 30° O, Fallen 70° O) zum Teil mit Pyritinkrustationen und schwärzlichbraunen reissacheritähnlichen erdigen Überzügen, welche ältere O—W streichende Quarzgänge, die nur an einigen Stellen, z. B. oberhalb des Steinbruches untergeordnet auftreten, durchqueren. Dunkelbraune reissacheritähnliche Ablagerungen (siehe die spektrographischen Untersuchungen von *F. X. Mayer)* finden sich auch in den höheren Partien des Steinbruches an Absonderungsflächen und in Klufttaschen (N 80° O streichend, 60—85° SSW fallend). Daneben finden sich auch N 70° O streichende, fast seiger stehende Klüfte. Die Mineralisation der Adern beschränkt sich im wesentlichen auf die oberen im NO des Steinbruches gelegenen Bereiche und hat folgende Paragenese:

Bergkristall: Zumeist spitzsäulig, manchmal modellartig doppelendig, bis 10 cm lang.

Chlorit: Dunkelgrüne, rosettenförmig angeordnete Aggregate von scheibenförmigen Kristallen und wurmartig gekrümmte Formen.

Adular: Farblose, meist unter 1 cm große Kristalle von normalem Habitus.

Titanit: Bis einige Millimeter große, stark glänzende Kristalle mit fleckig verteilter rötlichbrauner Färbung. Die Kristalltracht ist nach

Messungen von Dr. *J. Zemann* ähnlich der vom Wannenhorn aus dem Binnental in der Schweiz. Siehe das Werk von *Parker, Königsberger, Niggli:* Die Mineralien der Schweizeralpen.

Die pseudobipyramidale Tracht (Abb. 1) wird vor allem durch die Flächen s (021) und t (111) bedingt. Bei den ziemlich unregelmäßig ausgebildeten Kristallen wurden folgende Flächen gemessen:

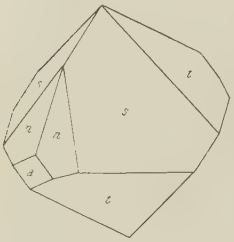


Abb. 1. Titanit von Böckstein (gezeichnet von Dr. J. Zemann).

a (100)
s (021)
n (111)
t ($\bar{1}$11)

Die Aufstellung erfolgte nach *V. Goldschmidt.*

Fluorit: Farblose bis blaßgrüne Oktaeder von 1 bis 4 mm Kantenlänge.

Fluoreszenz: Bei Zimmertemperatur sehr schwach blaßblau (bisweilen auch blau mittlerer Helligkeit), bei Tieftemperatur hellgelbgrün (zweiwertiges Ytterbium! analog pegmatitischer Vorkommen).

Desmin: In recht charakteristischen, zum Teil garbenförmigen Kristallaggregaten von gelblicher bzw. schmutzigweißer Farbe.

Apatit: Als Seltenheit kommen farblose, sehr flächenreiche Kristalle, bis maximal 2 mm Größe, zusammen mit Adular vor, gemessen von Dr. *J. Zemann.*

m	(10$\bar{1}$0)	s	(11$\bar{2}$1)
a	(11$\bar{2}$1)		(21$\bar{3}$1)
r	(10$\bar{1}$2)	n	(31$\bar{4}$1)
x	(10$\bar{1}$1)	c	(0001)
y	(20$\bar{2}$1)		

Außerdem finden sich nur selten:

Anatas in gelblichen spitzpyramidalen Kristallen mit Muskowit.

Skolezit in langstengligen Kristallen bis 3 cm Länge. Kalzit findet sich sowohl als Blätterspat, wie auch in Form doppelendiger skalenoedrischer Zwillinge.

Von Sulfiden ist Pyrit ziemlich verbreitet, Magnetkies wird nur stellenweise angetroffen. Titaneisen in Form kleiner Blättchen tritt häufig auf.

Die Mineralvergesellschaftung im Tauerntunnel.

Anläßlich der Vortriebsarbeiten im Tauerntunnel, der fast 1500 m unter dem Tauernkamme zwischen Gamskarlspitze und Göttinger-

spitze das Gasteiner Anlauftal mit dem Mallnitztal in Kärnten verbindet, wurden von *F. Becke* (21) an der Nordseite und von *F. Berwerth* (22) an der Südseite genaue Aufnahmen über die dort gefundenen Gesteine und Mineralien gemacht. Außer den häufiger auftretenden chloritführenden Klüften wurden eigentlich nur wenige Mineralien in kleinen Drusenräumen gefunden, und zwar: Bergkristall, Kalkspat, Laumontit und einmal auch Skolezit. In Quarzadern und in aplitischen Schnüren wurde gelegentlich Molybdänglanz und Magnetkies angetroffen.

Der Radhausberg-Unterbaustollen (= Paselstollen).[1]

Die weitaus interessanteste, ja geradezu einzigartige Mineralvergesellschaftung wurde in dem Stollen beobachtet, der zwecks Unterfahrung der Goldquarzgänge des oberen Radhausberges in den Jahren 1940 bis 1943, schnurgerade in der Richtung N 30 W, vorgetrieben wurde. Das Mundloch des Stollens befindet sich in der Seehöhe von 1279 m, zirka 70 m über dem Fahrwege, der von Böckstein ins Naßfeld führt, unweit der Astenalm und des Gasthauses „Alraune". Ein genaues Profil der im Stollen vorkommenden Gesteine wurde von *Chr. Exner* (6) aufgenommen und soll hier nicht weiter diskutiert werden. Die uns hier besonders interessierenden Mineralien finden sich fast durchwegs in Klüften im Bereiche des Augengneises. Nach bisher unveröffentlichten Angaben des Bergverwalters und seinerzeitigen Betriebsleiters *K. Zschocke* wurden vom Mundloch bis vor Ort in 2425 m Länge 140 Klüfte durchfahren, von denen 30 nach Ost einfallen und zu den echten Gangklüften gehören, während die anderen 110 Klüfte nach Westen verflachen und nach *Zschocke* Überschiebungen darstellen, wobei in drei Kluftzonen sogar größere Gebirgsverschiebungen vor sich gegangen sind, an denen auch ein Gesteinswechsel zu erkennen ist. Von Bedeutung für die Mineralführung sind vor allem die ungefähr N 20°—45° O streichenden und steil mit 60°—80° nach Osten einfallenden Klüfte, die nur ganz selten und untergeordnet Erz, dafür aber reichlich Quarz, Fluorit, Desmin und Kalkspat führen. Als jüngste Bildung wurden hier verschiedene gelblichgrüne Uranmineralien gefunden, die zumeist in winzigen radialstrahligen Gruppen auf Desmin und Blätterspat, stellenweise auch auf klüftigem Gneis selbst aufgewachsen sind. Diese Uranmineralien waren von *K. Zschocke* zunächst als Uranblüte bezeichnet worden und konnten erst nach

[1] Eine allgemeine Darstellung der bisher durchgeführten Forschungsarbeiten wurde kürzlich von *F. Scheminzky* (23) gegeben.

langwierigen und mühevollen Untersuchungen näher identifiziert werden. Im wesentlichen liegen Mineralien der Uranotilgruppe (also silikatische Uranmineralien), als jüngere Bildungen auch Uranocker mit SO_3, wahrscheinlich Zippeit und Uranylkarbonat-Sulfat (Schrökkingerit), sowie als jüngste Bildung ein uranylhältiger Glasopal zusammen mit Gips vor. Diese Mineralien sind zwar in einigen Klüften verbreitet, kommen aber nirgends in größerer Menge vor, so daß wir trotz umfangreicher Aufsammlungen ständig mit großen Materialschwierigkeiten bei der Untersuchung zu kämpfen hatten und daher manche wünschenswerte Untersuchung nicht durchführen konnten. Uranpecherz konnte überhaupt nicht, auch nicht in Spuren aufgefunden werden. Es fehlen auch die hiefür charakteristischen Anzeichen, wie der rötliche Dolomit, ferner alle Kobalt-, Nickel- und Silbermineralien, sowie der dunkelviolett verfärbte Fluorit, wie sie etwa von Joachimstal bekannt sind. Die Art des Vorkommens und der Entstehung der Uranmineralien von Badgastein ist ganz anders als bei den bisher bekannten, auch nur irgendwie verwertbaren Uranlagerstätten. Darauf wollen wir auf Grund unserer eingehenden Untersuchungen mit besonderem Nachdruck verweisen, da phantasiebegabte Journalisten in der Presse wiederholt von „unermeßlichen Uranlagern bei Gastein" berichtet haben, die nicht existieren. Auf die Herkunft der tatsächlich vorhandenen geringen Uranmengen wird später eingegangen werden.

Erstmalig wurden diese Mineralien von Betriebsleiter *K. Zschocke* beim Vortrieb des Hauptstollens in einer Liegendkluft bei 1624 m auf Desmin zusammen mit Fluorit entdeckt, und bald darauf auch an einer zweiten Stelle bei 1640 m. Vor allem treten sie im nördlichen Auslängen der Hauptgangkluft (bei 1888 m des Hauptstollens) bei folgenden Stollenmetern auf: 420 m, 500 m, 545 m, 560 m und 580 m. So schwierig ihre Erkennung im Lichte der Grubenlampe ist, so leicht könnten sie auf Grund ihrer Fluoreszenz im ultravioletten Lichte einer Quarzlampe mit U.-V.-Filter erkannt werden. Es wurde festgestellt, daß die Uranmineralien vielfach einseitig im Liegenden, aber auch im Hangenden offener Klüfte aufsitzen. Eine besondere Gesetzmäßigkeit in der Verteilung oder in der Anordnung ist im allgemeinen nicht festzustellen. Es wurde jedoch bei der jüngsten (rezenten) Bildung, dem sogenannten „Neogastunit" (= Schrökkingerit), der sich an den Ulmen meist in der Nähe der Stollensohle findet, vielfach eine perlschnurartige Anordnung der kleinen knolligen Aggregate beobachtet, deren Lage wohl auf die durch die Wetterführung bedingte Verschiedenheit der Luftfeuchtigkeit im

Höhenprofil des Stollens zurückzuführen ist. Der begleitende Kalkspat und Quarz, sowie der Desmin sind in den Klüften fast nie symmetrisch, sondern fast stets nur einseitig ausgeschieden worden. So konnte vielfach im Hangenden Desmin, im Liegenden aber Quarz oder Blätterspat beobachtet werden.

Im südlichen Kluftauslängen konnten zunächst keine Uranmineralien gefunden werden, bis es Fräulein *Müller* und einem von uns gelang, bei Stollenmeter 120 und 420 solche zu entdecken. Bei 120 m tritt auf Blätterspat zusammen mit rotem Eisenocker ein im U.-V.-Licht grün leuchtendes Glied der Uranotilgruppe in feinen Nadeln auf, während sich bei 420 m zusammen mit limonitisiertem Pyrit und sekundären Kupfermineralien (Malachit) winzige gelbliche ockerige Aggregate eines feinstkristallinen Uranminerales auf Quarz vorfinden. Dieses wurde zunächst auf Grund einer grüngelben Fluoreszenz als dem Uranopilit ähnlich bezeichnet, doch dürfte nach neueren optischen und fluoreszenzmikroskopischen Prüfungen eher Zippeit oder ein diesem ähnliches Mineral vorliegen. Erze treten in diesen Klüften nur sehr untergeordnet auf, meist oxydierter Pyrit oder seltener Kupferkies, ganz selten Freigold.

Es kann ein grundlegender Teufenunterschied (primär?) im Vergleich mit der Erz- und Mineralführung in den Klüften der höher gelegenen Teile des Radhausberges festgestellt werden, wo sowohl die Zeolithe (über 2000 m Seehöhe) als auch jegliche Uranmineralien vollständig fehlen, obwohl die Kluftrichtungen im großen und ganzen übereinstimmen. Im Unterbaustollen streichen die Zeolith-Blätterspatklüfte im allgemeinen N 20—50° Ost und fallen ziemlich steil (60—80°) nach OSO. Reine Desminklüfte mit zum Teil recht schön ausgebildeten Kristallen haben eine abweichende Streichrichtung: 5—15° West (ausnahmsweise bis 40° West) und ein Fallen von 60—80° Süd. Nicht in direktem Zusammenhange mit diesen offenbar sehr jungen thermalen Mineralbildungen stehen bei Stollenmeter 1500 des Hauptstollens angefahrene Hohlräume in einem aplitischen Gneis, welche farblose würfelförmige Apophyllitkristalle (bis fast 2 cm Kantenlänge) neben Bergkristall, Adular, Chlorit, Laumontit, Kalkspat mit $(10\bar{1}1)$ und (0001) und kleinen rötlichbraunen Titanitkriställchen enthielten. Ferner kommen ausgesprochene Granatfelse (mit braunrotem Granat) im Kontakt zwischen Grünschiefer und aplitisierten Gneisen vor. Untergeordnet und nur lokal treten auch Schmitzen von Bleiglanz, Kupferkies und Magnetkies auf. In Derbquarzschmitzen wurde mehrfach dünnblättriger Ilmenit in Tafeln bis 5 cm Durchmesser, randlich oft mit einem rötlichen Saum von Titanit, sowie sagenitartige Bildungen, gefunden.

Kurze Beschreibung der einzelnen Mineralien.

Quarz: Meist trübe, kurzpyramidale Kristalle (bis 0·5 cm) als Überzüge auf plattigem Derbquarz, der vielfach den Kern und Ausgangspunkt für die nachfolgende Mineralisation bildet.

Glasopal: Kugelige, traubige und stalaktitische Gebilde, meist vollkommen farblos, jedoch auch gelblich getrübt durch Einschlüsse winziger Nädelchen von Uranmineralien, zusammen mit Kalkspat und Gips. Größe meist nur wenige Zehntelmillimeter

Kalkspat: Vorwiegend als ganz dünnblättriger (nur wenige Zehntelmillimeter), weiß seidenglänzender Blätterspat mit bis 6 cm großen Tafeln (als jüngste Kalkspatgeneration). Als mittlere Kalkspatgeneration tritt sehr häufig und ausgedehnte Rasen bildend ein fast farbloser Typ Kalkspat auf, der neben dem nur ganz kurz entwickelten (manchmal kaum feststellbar) vertikalen Prisma ein flaches Rhomboeder zeigt. Aufwachsfläche ist durchwegs eine Prismenfläche. Durch die stets zu beobachtende mehr minder parallele Verwachsung zahlreicher Individuen kommt es vielfach zu treppenförmigen und rosettenförmigen Gebilden. Dimensionen der Kristalle: Im Durchschnitt bis 1 cm in Richtung der größten Erstreckung. Als ältester Typ (nur selten beobachtet) tritt eine blaßblaue langsäulige Form auf, bestehend aus dem vertikalen Prisma $(10\bar{1}0)$ und der Endfläche (0001). Diese bis zu fast $^1/_2$ cm langen Kristalle sind fast durchwegs zu garbenförmigen (auch gekrümmten) Gebilden verwachsen und stets mit einer Prismenfläche auf der Matrix aufsitzend.

Die Fluoreszenz im gefilterten U. V. meist kaum merklich, Thermolumineszenz: weißlich.

Fluorit: Meist derbkristallin, vielfach mit guter oktaedrischer Spaltbarkeit, von schöner lichtgrüner Färbung. Bis mehrere Zentimeter starke Schichten über Derbquarz, nur lokal auftretend. Fluoreszenz bei Zimmertemperatur: hellblau, bei Tieftemperatur: hellgelbgrün. Die Thermolumineszenz ist zunächst bläulich und wird dann gelblichlila.

Als jüngere Bildung finden sich auch vereinzelt kaum millimetergroße farblose Kristalle (Würfel oder die Kombination Würfel-Rhombendodekaeder) auf Kalkspat, die keinerlei Fluoreszenz aufweisen.

Desmin: Meist dicktafelige Kristalle (bis 1 cm), farblos bis weiß, mit den Flächen: (010), (110), (001) und $(10\bar{1})$. Eine ähnliche Tracht wurde bereits von *A. Köhler* (5) aus Badgastein beschrieben.

Roteisen und Limonit: Stellenweise in die Kristallisation des Desmins eintretend und diesen rot färbend. Sonst nur als rotbraune

Krusten von Eisenocker, sowie als winzige glaskopfartige Bildungen.

Apophyllit: Farblose bis weißliche, würfelförmige Kristalle, mit (100), (010), (001) und untergeordnet (111). Kantenlänge bis 2 mm. Meist auf Kalkspat. Auch säulig nach c (wasserklar mit großen Pyramiden), sowie Übergänge zu tafeligen Typen.

Laumontit: Als letzte Bildung, weiß seidenglänzend, mit (110) und (001), vielfach aufgeblättert; winzige Kristalle, meist in Zwikkeln auskristallisiert.

Uranmineralien. (Tabelle 1.)

Wie schon früher erwähnt, handelt es sich in unserem Gebiet nur um ein mineralogisch interessantes Vorkommen, keinesfalls aber um eine auch nur im bescheidensten Maße nutzbare Lagerstätte.

Die charakteristischen Eigenschaften der untersuchten Uranmineralien werden in der folgenden Tabelle übersichtlich dargestellt, doch soll hier auf gewisse Einzelheiten eingegangen werden. Die Fluoreszenzspektren wurden in ihrer Mehrzahl bereits gesondert veröffentlicht (24).

Unbekanntes Mineral der Uranotilgruppe: Typus 1 (Heller Leuchter, Abb. 2 und 3). Auf Grund des Debye-Scherrer-Diagramms stimmt dieses Mineral nicht mit Uranotil oder Beta-Uranotil überein und konnte bisher nicht mit irgend einem bekannten Uranmineral identifiziert werden. Eine spektrographische Analyse von *E. Schroll* ergab U, Ca, Si als Hauptkomponenten. Wir bezeichnen dieses Mineral vorläufig als Gastunit Nr. 1 und hoffen, daß einmal eine quantitative Mikroanalyse ausgeführt werden kann, welche genauen Aufschluß über die chemische Zusammensetzung gibt. In Salzsäure unter Abscheidung von Kieselgallerte löslich.

Unbekannter Natur sind auch die Mineraltypen 1 a und 1 b, welche zum Teil dem Typ 1 ähnlich sind. Diese Typen 1 a und 1 b sind in Bezug auf ihre Lichtbrechung deutlich voneinander unterschieden. Während sich 1 a punkto Lichtbrechung offensichtlich an Typus 1 anschließt und sich von diesem hauptsächlich durch mangelnde Färbung und abweichende Kristallform unterscheidet, ist die Lichtbrechung bei 1 b wesentlich höher. Hingegen ist die Fluoreszenz und das Fluoreszenzspektrum von 1 b weitgehend dem von 1 ähnlich. Es scheint bei dieser wohl nur schwer identifizierbaren Gruppe von Mineralien verschiedene Übergangsformen zu geben, da sowohl Färbung wie Lichtbrechung gewisse Schwankungen erkennen lassen. Es hat fast den Anschein, als ob hier bestimmte isomorphe Mischungen oder aber adsorptive Komplexverbindungen zeolithartigen Charakters vorliegen würden. Bei den winzigen spitznadeligen Kristallen von 1 a gewinnt man manchmal den Eindruck,

als ob sie in kontinuierlichem Übergange aus einem Kern vom Typus 1 heraus- und fortwachsen würden. Diese Mineralien haben durchwegs eine niedrigere Lichtbrechung als die folgenden, welche eindeutig als Glieder der Uranotilgruppe identifiziert werden konnten.

Abb. 2. Heller Leuchter (Typus 1), winzige Wärzchen auf Blätterspat. Aufnahme im gewöhnlichen Licht $^3/_8$ der wahren Größe, phot. Scheminzky.

Abb. 3. Wie 2 aber im filtrierten Ultraviolett aufgenommen, phot. Scheminzky.

Beta-Uranotil (Typus 2 a) $Ca(UO) \cdot (UO_2) \cdot (SiO_4)_2 \cdot 6\,HO_2$, nach *Strunz:* $CaU_2[(OH)_3/SiO_4]_2 \cdot 4\,H_2O$.

Dieser unterscheidet sich von dem Original-Beta-Uranotil von Joachimstal, der von *R. Nováček* (25) beschrieben wurde, durch seine deutlichere grüne Fluoreszenz. Bei fluoreszenzmikroskopischer Betrachtung erkennt man häufig eine ausgeprägt zonare Anordnung verschieden stark fluoreszierender Zonen, ohne daß deren Grenzen den sichtbaren Kristallbegrenzungsflächen parallel gehen würden. Es besteht hingegen eine weitgehende Übereinstimmung in den kristallographischen und den optischen Eigenschaften. Obwohl die Werte der Lichtbrechung recht gut übereinstimmen, ist die Auslöschung c/γ auf (010) wesentlich kleiner als bei *Nováček* von Joachimstal angegeben. Sie stimmt relativ gut mit der beim Beta-Uranotil von *Mitchell-Co.* beobachteten überein. Manchmal wird beim Gasteiner Beta-Uranotil eine Art von Zonarstruktur von unregelmäßiger Ausbildung be-

obachtet, mit größerem Auslöschungswinkel c/γ im Kern und kleinerem in der Hülle. Diese Erscheinungen deuten möglicherweise eine Isomorphie von zwei Komponenten an, von denen eine vielleicht blei-, die andere calciumhaltig ist, worauf bereits *Nováček* (25) hingewiesen hat. Blei wurde bei unserem Vorkommen spektrographisch festgestellt. Auch der Beta-Uranotil von *Mitchell-Co.* soll Blei enthalten.

Wenngleich hier eine eingehende morphologische Beschreibung unterbleiben muß, so sei hier doch noch darauf hingewiesen, daß hier auch die gleichen Zwillinge vorkommen, wie sie *Nováček* von Joachimstal beschrieben hat. Ebenso besteht auf Grund der Debye-Scherrer-Diagramme eine vollständige Übereinstimmung mit dem Beta-Uranotil von Joachimstal (Originalstück Nr. J 3747 aus der Sammlung des Mineralogischen Wiener Naturhistorischen Museums, welches seinerzeit von *Nováček* selbst bestimmt wurde). Bei einer spektrographischen Aufnahme im Abreißbogen wurde von *Fr. X. Mayer* (mit einem Zeiss-Spektrographen Q 24) neben Uran auch Blei und Thorium festgestellt.

Abb. 4. Beta-Uranotil, Zonarbau verschieden fluoreszierender Schichten. Im filtrierten U.-V.-Licht mit Fluoreszenzmikroskop von C. Reichert aufgenommen. Vergr. 360 mal, phot. Scheminzky.

Obwohl hier der Beta-Uranotil wie in Joachimstal auftritt, besteht keinerlei Hinweis auf ein auch nur bescheidenes Uranpecherzvorkommen, da die Mineralvergesellschaftung eine ganz andere ist und sich bekanntlich an vielen Orten der Erde sekundäre Uranminerale finden, ohne daß praktisch verwertbare Lagerstätten vorliegen (z. B. in Pegmatiten). Auch in Wölsendorf kommen solche zusammen mit Fluorit in Granit vor, die praktisch bedeutungslos sind. Die dort vorkommenden Uranminerale wurden von *A. Schoep* und *A. Scholz* (26) eingehend beschrieben und sind auch für den Vergleich mit unserem Vorkommen wichtig. Gerade das Vorkommen von vorwiegend Uransilikaten spricht gegen eine größere primäre Uranlagerstätte und läßt eher die Abscheidung aus granitischen Restlösungen (bei niedrigerer Temperatur als im rein pegmatitischen Stadium abgeschieden) als wahrscheinlich erscheinen. Grundsätzlich wäre es natürlich auch möglich, daß im Zuge der Metamorphose und hydrothermaler Durchtränkung Uranylverbindungen aus bestimmten gesteinsbildenden und teilweise instabil gewordenen Mineralien, wie etwa Zirkon

und Orthit, mobilisiert worden sind und dann Anlaß zur vorliegenden Mineralneubildung gegeben haben (siehe auch die späteren Ausführungen). Wir kennen durch die Untersuchungen von *H. Hirschi* (27) ein in der Paragenese mit Zeolithen (Chabasit) sehr ähnliches Vorkommen eines dem Beta-Uranotil ähnlichen Minerals in Form von feinen nadeligen Überzügen von gelbgrüner Farbe auf einem weitgehend veränderten Biotitgranit aus dem Bergell. Auch dort liegt kein praktisch verwertbares, sondern nur ein in Spuren auftretendes Vorkommen vor, welches offenbar ein hydrothermales Umwandlungsprodukt darstellt. Von *Hirschi* wurden in Bergeller orthitführenden Gesteinen Pechblendespuren entdeckt, die ebenfalls keine praktische Bedeutung haben.

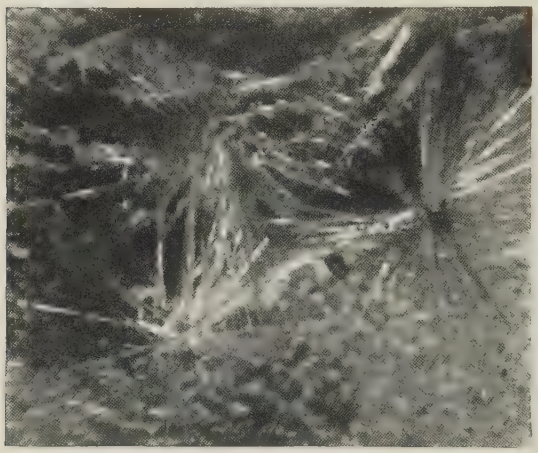


Abb. 5. Uranotil (Typus 2b), radialstrahlige Gruppen auf Gneiskluft. Vergr. 16mal, phot. Schiener.

Uranotil? Typus 2b (grüner Leuchter) (Abbildung 5):

Dieses Mineral ist sowohl nach dem optischen wie nach dem röntgenographischen Befund dem normalen Uranotil weitgehend ähnlich, wie er von Wölsendorf beschrieben wurde (26). Dagegen zeigt sich bei dem Gasteiner Vorkommen ein deutliches grünes Leuchten im filtrierten Ultraviolett, im Gegensatz zum Wölsendorfer Material, welches nur schwach grünlichgelb oder gar nicht leuchtet. Allerdings läßt die fluoreszenzmikroskopische Untersuchung kein einheitliches Leuchten in den winzigen Kristall-

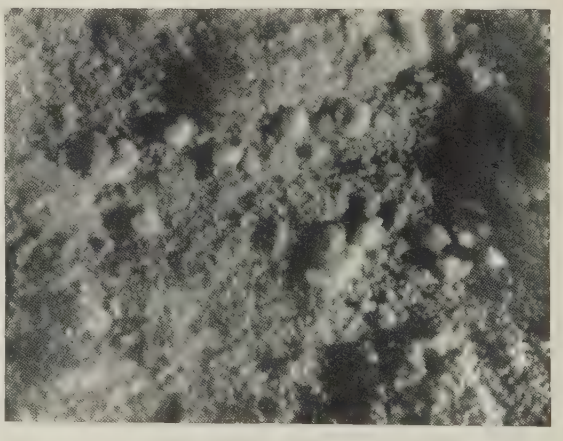


Abb. 6. Schröckingerit, Vergr. 10mal, phot. Scheminzky.

stengeln erkennen, denn dieses ist in den äußeren Zonen deutlich heller und stärker.

Neogastunit-Schröckingerit, Typus 3 (Abb. 6, 7)

$$Na_2Ca_3(UO_3) / SO_4 / (CO_3)_3 F . 10 H_2O.$$

Dieses nur in geringen Mengen aufgefundene Mineral ist typischer Schröckingerit bzw. der mit diesem identische Dakeit. Unter dem Mikroskop lassen sich bei geeigneter Vorbehandlung schöne sechsseitige, winzige Blättchen von glimmerartigem Habitus (siehe Abb. 7)

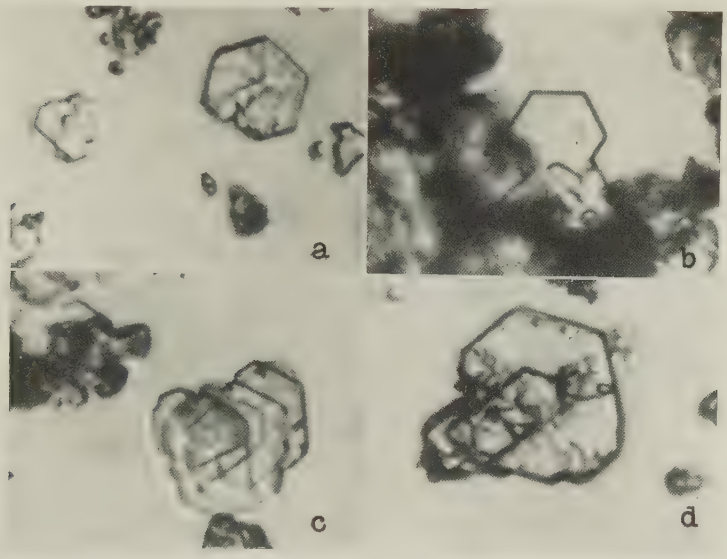


Abb. 7. Schröckingerit, 4 Mikroaufnahmen. Vergr. 1100mal, phot. Scheminzky.

beobachten. Die direkte Einbettung in Kanadabalsam ist hiefür ungeeignet, weil sich die zu dickeren Aggregaten vereinigten Blättchen nicht aufblättern und sich (seltsamerweise auch Einzelkristalle) fast durchwegs mit der Tafelebene senkrecht zum Objektträger stellen, wobei die Kristallform nicht ersichtlich ist. Auch die optischen Daten stimmen gemäß den Untersuchungen von *R. Nováček* (29) weitgehend mit Schröckingerit überein. So wie beim Dakeit aus USA. (30) konnte auch hier ein Fluorgehalt bei spektrographischen Untersuchungen von *A. Gatterer* in Rom, bei Anregung der Calciumfluoridbande unter Hochfrequenz nachgewiesen werden (in der Größenordnung von 2% Fluor). Dieses Mineral findet sich gewissermaßen als Ausblühung örtlich gehäuft in Form kleiner Wärzchen und traubiger Aggregate an den Ulmen nahe der Stollen-

sohle, als eine ganz junge Bildung, bedingt durch die infolge der Wetterführung nicht einheitliche Luftfeuchtigkeit im Stollen. Von *H. Ballczo* (3) wurde im ablaufenden Stollenwasser ebenfalls ein kleiner Fluorgehalt nachgewiesen.

Unbekanntes Uranmineral, Typus 4, gelblichgrau, feinfaserig, auf Wad und braunem Glaskopf mit Quarz. Die unter dem Mikroskop als sehr feinfaserige Sphärulite erkennbaren Aggregate ließen sich bisher nicht bestimmen. Die Natriumfluoridperle ist in bezug auf Uran positiv, doch zeigt die nur schwache Einwirkung auf das Zählrohr, daß kein größerer Urangehalt vorliegen kann.

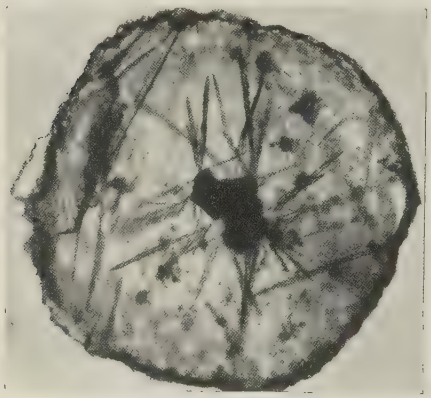


Abb. 8. Hyalith mit nadeligen Einschlüssen von Uranotil (Typus 1a und 1b), Vergr. 120mal, phot. Schiener.

Glasopal mit adsorbiertem Uranyl-Komplex, Typus 5, ist eine ziemlich junge Bildung, zumeist auf tafel- oder linsenförmigem Kalkspat, mitunter in Begleitung von Gips. Die Oberfläche der winzigen Kügelchen ist zumeist stark skulpturiert, diejenige der mikrostalaktitischen Bildungen vollkommen glatt. Als Einschlüsse in den Glasopalkügelchen finden sich zuweilen igelartige Gebilde langstrahliger gelblicher Nadeln vom Typus 1 a und 1 b.

Kugeliges Mineral, Typus 6, in winzigen halbkugeligen Formen, zitronengelb, u. d. M. sphärulitisch angeordnete Nadeln zeigend. Nach dem spektrographischen Befund von *Fr. X. Mayer* und *E. Schroll* liegen vor allem folgende Hauptbestandteile vor: Blei, Silicium, Uran. Nebenbestandteile: Zink, Eisen, Aluminium, Thorium, Calcium. In Spuren: Wismut, Silber, Cadmium, Arsen. Mikrochemisch wurde von uns eindeutig Blei nachgewiesen, Uran konnte in der Natriumfluoridperle festgestellt werden.

Gelbe, erdige Überzüge (Gelber Leuchter), Typus 7, Zippeit? meist auf Quarz mit rotem Eisenocker. Dieses Mineral wurde in einer früheren Arbeit auf Grund des Fluoreszenzspektrums als dem Uranopilit ähnlich erklärt (24). Optische Untersuchungen zeigen aber eine größere Ähnlichkeit mit dem Zippeit, vor allem auf Grund der länglichen körnigen Form der leider überaus kleinen Individuen, die zu größeren, manchmal sphäroidischen Aggregaten zusammentreten. Das hellgelbgrüne Leuchten im filtrierten ultravioletten Licht

deutete ursprünglich auf Uranopilit, der eine ähnliche Bande ohne Struktur im Fluoreszenzspektrum zeigt. Bei eingehenden fluoreszenzmikroskopischen Untersuchungen stellte sich aber heraus, daß es einerseits Uranopilite gibt, die nur schwach leuchten und anderseits Zippeite, die recht hell fluoreszieren und ebenfalls eine Bande ohne Struktur in ihrem Fluoreszenzspektrum zeigen, so daß also die Fluoreszenzmethode in diesem Falle zu keiner eindeutigen Identifizierung führen konnte. Da bei der mikroskopischen Untersuchung durchaus nicht die charakteristische fasrige Form des Uranopilits festgestellt werden kann, dürfte wahrscheinlich ein zippeitartiges Mineral vorliegen, das sich aber vom echten Zippeit (nach *Nováček)* (32) durch die etwas niedrigere Lichtbrechung unterscheidet.

Formel des Zippeits: $(UO_3)[UO_2/SO_4] \cdot xH_2O$.

Untersuchung mit dem Zählrohr:

Sowohl an Ort und Stelle (Prof. *Steinmaurer*) als auch in Wien wurden frühzeitig Versuche mit dem Beta-Uranotil vor dem Zählrohr durchgeführt, wobei in beiden Fällen ein deutlicher Effekt beobachtet werden konnte. In der normalen, nadeligen Ausbildung (Farbe gelb) erwies sich der Beta-Uranotil als etwas stärker aktiv wie in der pilzförmigen grünlichen Abart. Auch alle anderen erwähnten Uranmineralien sprechen vor dem Zählrohr an, doch konnten nur qualitative Feststellungen gemacht werden.

Paris-Stollen im Kniebeißgang.

Dieser bereits im Mittelalter in Seehöhe 1334 m angeschlagene Stollen befindet sich auf der Nordseite des Radhausberges und mündet zirka 200 m über dem Anlauftal in den sogenannten Kniebeißgraben, durch den der Wildbach in einer engen Schlucht herabstürzt. Der Stollen ist im Innern zumeist noch recht gut erhalten und weist noch in vorbildlicher Schrämmarbeit ausgeführte schmale Querstrecken auf. Die alten Bergleute sind hier offenbar Quarzgängen mit heute meist nur spärlicher Erzführung nachgegangen. Der Quarz ist zum Teil als fettglänzender Blauquarz (vielfach Goldträger) ausgebildet und enthält verschiedentlich Erzeinsprengungen von Pyrit, Kupferkies und Bleiglanz. Als jüngere Bildungen kommen ähnlich wie im Unterbaustollen oder in den einige hundert Meter darüber liegenden Stollen bei der Haitzingalm (Seehöhe 1767 m) reichlich Desmin und Kalkspat vor. Bei Stollenmeter 390 konnte im Sommer 1946 in winzigen Anflügen ein feinblätteriges grünliches Mineral über Desmin aufgefunden werden, das deutliche blaugrüne Fluoreszenz mit einem dem Uran zugehörigen Spektrum im U.-V.-Licht erkennen läßt. Es ist mit dem vom Unterbaustollen beschriebenen Mineral Typus 3

Tabelle 1.

Typus	Benennung	Physiographie u. Paragenese	Verhalten u. d. M.	Lichtbrechung	Spektrentyp Fluoreszenz	Spektrographischer Befund	Debye-Scherrer-Diagramm
1	„Heller Leuchter"	gelbgrüne, meist halbkugelige radialstrahlige Wärzchen, einzeln und in Gruppen, bis 1 mm Durchmesser, auf Desmin und Blätterspat	nach Zerdrücken radialfasrige Büschel. Einzelnadeln spitz endend, 0·2—0·3 μ dick, gerade auslöschend, γ' längs. Anomale Interferenzfarben (stahlblau). Pleochroismus schwach: $\alpha' =$ farblos — blaß zitronengelb, $\gamma' =$ etwas stärker zitronengelb	$\alpha' = 1{\cdot}596$ $\gamma' = 1{\cdot}597$	2 hell gelbgrün	U, Ca, Si, Pb	eigenes Diagramm, konnte nicht mit einem anderen identifiziert werden
1 a	„Heller Leuchter"	außen farblose, nach innen zu blaß-gelbgrüne strahlige Igel spitz endender dünner Nadeln. Zumeist auf Blätterspat	gerade auslöschende, dünne Nadeln mit γ' in der Längsrichtung. Pleochroismus sehr schwach ($\gamma > \alpha$). Nadeln nur blaßgelb	$\alpha' = 1{\cdot}561$ $\gamma' = 1{\cdot}582$	sehr schwach grünlich	—	—
1 b	„Heller Leuchter"	fast farblose bis schwach gelbgrüne radialstrahlige Sonnen bis 0·5 mm Durchmesser. Auf Blätterspat mit Apophyllit	gerade auslöschende Nadeln mit γ' in der Längsrichtung. Pleochroismus: $\alpha' =$ farblos $\gamma' =$ blaß zitronengelb	$\alpha' = 1{\cdot}670$ $\gamma' = 1{\cdot}70$	2 grün, Bande etwas verschoben	U, Ca, Si, Th, Pb in Spuren	—
2 a	„Grüner Leuchter a" = Beta-Uranotil	grüngelbe, langgestreckte, tafelig nach (010), bis nadelige Kristalle, meist in radialstrahligen Aggregaten. Auf Desmin und Blätterspat, sowie auf sonst nicht weiter mineralisierten Querklüften im Gneis	Einzelkristalle bis 1 mm lang, häufig sehr komplizierte Zonarstruktur sowie Zwillings- und Parallelverwachsungen. Auslöschung auf (100) gerade, mit γ' in der Längsrichtung; auf (010) mit der Wellenlänge sich stark ändernd. Zwischen 450 und 650 mμ wurde an 2 Krist. gemessen: $c:\gamma = 18-30°$, bzw. $21-39°$. Im Tageslicht undeutliche Auslöschung bei ca. 26° bzw. 32°. Bei Zonarbau wurde z. B. gemessen: im Kern bis 41°, in der Hülle bis 32°. Pleochroismus: $\alpha' =$ fast farblos, $\beta' =$ zitronengelb, $\gamma' =$ blasser, mit grünlichem Stich	$\alpha' = 1{\cdot}688$ $\gamma' = 1{\cdot}703$	3 dumpfgrün mit helleren Partien (wenn Zonarbau vorhanden	U, Ca, Si, Pb, Th	ident mit Beta-Uranotil von Joachimstal
2 b	„Grüner Leuchter b" = Uranotil	grüngelbe, flachstrahlige oder sphärisch angeordnete Büschel feinster Nadeln, bis 0·3 mm Länge. Zumeist auf Kluftletten	gerade auslöschende Nadeln mit γ' in der Längsrichtung. Meist zu nicht genau $\parallel$ verwachsenen Aggregaten vereinigt. Pleochroismus (nur bei dickeren Nadeln erkennbar): $\alpha' =$ farblos bis blaßgelb, $\gamma' =$ zitronengelb	$\alpha' = 1{\cdot}660$ $\gamma' = 1{\cdot}679$	3 hellgrün	—	fast ident mit Uranotil von Wölsendorf

3	„Neogastunit" = Schröckingerit (Dakeit)	gelbgrüne knollige Aggregate winziger glimmerartiger Blättchen, als rezente Bildung an den Stollenulmen. Die Knöllchen und Wärzchen erreichen bis 2 mm Durchmesser	zu dicken Paketen (Geldrollen) vereinigte Aggregate, die nur wenig durchsichtig sind. Nach Aufschwemmen mit Benzol sechsseitige, winzige farblose Blättchen. Pleochroismus nur bei auf der Kante stehenden Blättchen erkennbar: $\alpha' =$ farblos, $\gamma' =$ grünlichgelb	$\alpha' = 1{\cdot}539$ $\gamma' = 1{\cdot}542$	4 ident mit Schröckingerit von Joachimstal	Spezielle Bestimmung 0·5—2% Fluor U, Th	—
4	?	blaßgelbe, kleinkörnige Krusten auf Glaskopf	—	—	keine Fluoreszenz. In der NaF-Perle positiv	—	—
5	Glasopal	winzige Kügelchen und mikrostalaktitische Bildungen. Auf Desmin und Papierspat (z. T. mit Gips)	wasserklare Kügelchen mit traubiger Oberfläche, bisweilen mit vom Kern ausgehenden Einschlüssen nadeliger Uranmineralien (möglicherweise vom Typ 1, 1a bzw. 1b)	isotrop	1 teils schwach, teils sehr hell leuchtend. Verschwommene Struktur	—	—
6	Bleiuranylsilikat?	bräunliche Wärzchen auf Desmin und Blätterspat	orangegelbe Sphärulite, Nadeln gerade auslöschend, mit α' in der Längsrichtung. Nadeln 3 – 75 μ lang	$\alpha' > 1{\cdot}76$ γ' konnte mangels geeigneter Einbettungsmittel nicht bestimmt werden	keine Fluoreszenz. In der NaF-Perle stark positiv	Si, U, Pb, ferner Zn, Spuren: Cd, Th, As, Bi, Ag	—
7	„Gelber Leuchter" = Zippeit?	winzige, intensiv gelbe Krusten, feinstkörnig, auf Kluftgestein (z. T. mit Pyrit)	zu dichten Aggregaten vereinigte kanariengelbe Körnchen von 1—4 μ Durchmesser. Bei länglichen Körnchen scheinbar gerade Auslöschung mit γ' in der Längsrichtung	$\alpha' \leqq 1{\cdot}64$ $\gamma' \leqq 1{\cdot}73$	5 Fluoreszenzbande im Gelbgrün, ohne Struktur	—	—

Bemerkungen zu vorstehender Tabelle: Der leichteren Reproduzierbarkeit wegen wurden die Lichtbrechungswerte nur für Tageslicht angegeben. Ihre Bestimmung mittels der Einbettungsmethode (Beckesche Lichtlinie) war vielfach durch den empfindlichen Mangel an Untersuchungsmaterial sehr erschwert. Dieser Mangel (in Verbindung mit der Winzigkeit der zu untersuchenden Substanzen und der dadurch bedingten Schwierigkeit, einheitliches Material zu erhalten) beeinträchtigte natürlich auch die röntgenographische Untersuchung, so daß nicht von allen Mineralien Pulverdiagramme aufgenommen werden konnten. Die bei einigen Typen noch offene Frage der Nomenklatur kann erst nach Durchführung mikrochemischer Analysen geklärt werden, wofür aber noch Material beschafft werden muß.

(Neogastunit-Schröckingerit) identisch. Auch auf dem Nebengestein der Gangkluft zeigten sich Ausblühungen von Neogastunit, ferner Überzüge von uranylhaltigem Glasopal, der im filtrierten U.-V.-Licht das charakteristische Uranbanden-Fluoreszenzspektrum erkennen läßt. Diese Stücke wurden im Sommer 1950 von Herrn Dr. *Henn* gefunden und uns durch freundliche Vermittlung Prof. *Scheminzkys* zur Untersuchung überlassen. Bei früheren Befahrungen des heute nur mit Gefahr zu betretenden Stollens wurden in Spuren gelblichgrünliche, erdige Überzüge gefunden, die mit Hilfe der Natriumfluoridperle eine unverkennbare Uranfluoreszenz erkennen lassen, also einen gewissen kleinen Urangehalt adsorbiert haben. Im Gerölle des Kniebeißgrabens wurden Stücke mit Beryll und Molybdänglanz gefunden, ferner auch der rote Kalkspat, der für gewisse Pegmatitbildungen im Syenitgneis charakteristisch ist. Der in der älteren Literatur von diesem Fundpunkt angegebene Blauspat (Lazulith) ist zu streichen, da er mit blauem Beryll verwechselt wurde. Diese Verwechslung wurde von uns bereits 1937 in gemeinsamer Untersuchung einiger als Lazulith bezeichneter Stufen mit Prof. *E. Dittler* erkannt und später auch die Richtigstellung in der Literatur durch *H. Meixner* (33) publiziert.

Die Mineralvergesellschaftung im oberen Bereich des Radhausberges.

Von den auf S. 298 unter 1 a angeführten pegmatoiden Adern mit Rauchquarz und Feldspat führen solche vom Kreuzkogelgipfel entlang der Grenze des Gneises zum Serizitschiefer (auch Serizitquarzit) nicht selten blaue Beryllsäulchen bis über 8 cm Länge. Dieses Vorkommen ist bereits in der alten Literatur erwähnt (*Fugger* [1 b]). Auch in dem abgestürzten Blockwerk unterhalb des Kreuzkogels entlang dem Westhang des sogenannten Baukarlriegels findet sich blauer Beryll in Quarz-Feldspatadern vom Typus 1 a im dortigen Granitgneis. Aus dem Einzugsgebiet des Astenbaches, also aus einem schon tieferen Niveau des Radhausberges, wurde Beryll in schönen dunkelblauen Säulen in Quarzadern innerhalb des Syenitgneises, oft an der Grenze dieses Gesteins oder auch in diesem selbst eingewachsen aufgefunden, ohne daß das Anstehende dieses Vorkommens je bekannt geworden wäre. Bei einer Durchsteigung der Asten-Rinne, angefangen von der großen Mure im Naßfeldertal bis fast zur Höhe des ehemaligen Berghauses (*Haberlandt* mit Ing. *Florentin,* 1948) konnten vor allem Stufen mit rotem Kalkspat, Rauchquarz und Feldspat im Syenitgneisblockwerk aufgesammelt werden. Auffallend ist die starke pyritische Vererzung des dortigen Syenitgneises.

Von den unter 1 c angegebenen pegmatoiden Adern mit Turmalin findet man schöne Beispiele vor allem im Gebiet des hintersten Ödenkares und auch in den Rinnen unterhalb des Kraxentragers. Hier findet sich der Turmalin in mehr quarzigen Partien und in kalifeldspatreichen Lagen zusammen mit breunneritartigem Karbonat, grünem Biotit neben Muskowit und Schachbrettalbit. Die Turmalinstengel, die sich oft in parallelstrahligen Aggregaten vorfinden, erreichen eine Länge bis zu 8 cm. Von den eigentlichen Mineralklüften

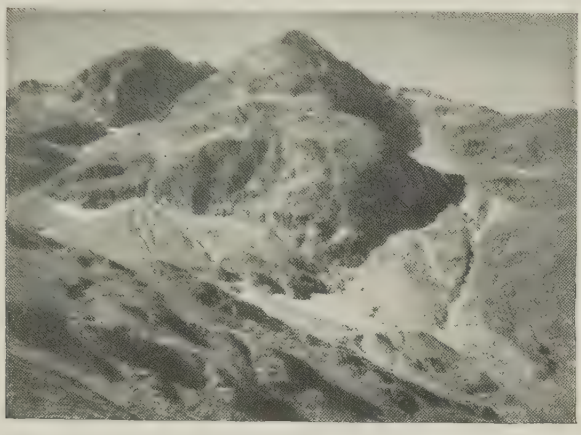


Abb. 9. Radhausberg bei Gastein, Bergbauhalden mit Salesenkogel (Bildmitte) und Kraxentrager (links) im Hintergrund, phot. Florentin.

des oberen Radhausberges führen die meisten Adular, Rauchquarz und Rutil, daneben auch Chlorit, teils Muskowit und Ankerit-Breunnerit. Besonders am Baukarlriegel finden sich größere Klüfte mit schönen Rauchquarz- und Adularkristallen. Dort kann man auch schön den Zusammenhang zwischen der ausgehenden Vererzung (in Form von schmalen Pyritadern) und den Quarzadern erkennen, wo letztere in kleine — Adularkristalle führende — Klüfte übergehen. Am Salesenkogel wurde in einer zum Gipfel ziehenden, schwer zugänglichen Rinne, von *G. Steiner* blaßgrüner tafeliger Apatit gefunden (nach *K. Reissacher* [3 b] kommt dort auch Turmalin vor). Vom gleichen Mineraliensammler wurde im Gebiete des Schiedecks am Radhausberg ein Vorkommen sehr schön ausgebildeter skalenoedrischer Kalkspatkristalle (bis 4 cm Größe) in Vergesellschaftung mit Adular, Rauchquarz und Rutil entdeckt. Fluorit wurde nach Angaben von *Fugger* und zum Teil auch nach eigenen Beobachtungen im Sigmundstollen und im Hieronymusstollen angetroffen.

Als Eigentümlichkeit der Mineralklüfte vom Radhausberg fällt auf, daß von den Titanmineralien fast nur Rutil und Titaneisen (sehr

untergeordnet) vertreten sind, während Anatas und Brookit durchwegs fehlen. Auch Titanit wurde als Kluftmineral bisher nicht beobachtet. Es fehlt aber auch praktisch jeder Periklin, der zusammen mit den zuletzt erwähnten Titanmineralien in der Schieferhülle (Rauris, auch Ankogelgebiet) recht häufig angetroffen wird. Charakteristisch ist ferner die offensichtliche Vorherrschaft des Rauchquarzes über den Bergkristall in den ausgesprochenen Gneisgebieten im Gegensatz zur Schieferhülle. Man kann daher wohl mit Recht von einer Verschiedenheit der beiden großen Einheiten in bezug auf die Mineralführung sprechen. Aber auch zwischen den oberen und unteren Partien des Radhausberges selbst beobachtet man deutliche Unterschiede in der Mineralführung, wie zum Teil bereits vermerkt wurde. So kommt Desmin nach unseren Beobachtungen nur unter einer Seehöhe von etwa 2000 m vor. Von reichen Desminfundorten sind folgende bekannt und zum Teil neu aufgefunden worden: Die Halden des Wildenkarstollens und der Stollen bei der Haitzingeralm. Im unteren Einzugsgebiet des Abfallbachgrabens wurden von uns Gerölle gefunden, die aus einer recht merkwürdigen, verkieselten Breccie bestehen, die in Hohlräumen und als Spaltenfüllung Desminkriställchen führen. In den Breccien finden sich auch schwärzliche, kohlenstoffreiche Brocken, welche nach einer spektrographischen Bestimmung von *F. X. Mayer* deutliche Spuren von Titan, Vanadin und Chrom enthalten. Eine Prüfung mit der NaF-Perle ergab einen kleinen Urangehalt. Bei systematischer Verfolgung und Durchkletterung des oberen Abfallbachgrabens wurde dann in einer Höhe von etwa 1760 m im Hangenden der Breccie ein anstehendes Desminvorkommen in Klüften (N 15—30° Ost streichend, 50° West fallend) aufgefunden. Eine westliche Fallrichtung scheint für alle Desminvorkommen im Gasteiner Gebiet charakteristisch zu sein. Bei der Gabelung des Abfallbachgrabens (zirka 1450 m Seehöhe) wurden ebenfalls Klüfte mit N 20° Ost-Streichen und 50° West-Fallen angetroffen.

Kleiner Steinbruch am Eingang ins Siglitztal. (Siehe Abb. 10 u. 11.)

Dieser zur Gewinnung von Bruchsteinen für Bauzwecke angelegte Steinbruch liegt zirka 30 m über der Talsohle am Ende der großen Bergbauhalde des Imhof-Unterbaustollens, nahe dem Beginn des Fußweges zum Bockhartsee. In einem hellen muskowitreichen Granitgneis (Streichen N 30° W, Fallen 30° W) finden sich in voll aufgeschlossenen Klüften (Streichen 30—40° NO, Fallen 60—85° W, ausnahmsweise nach O) zahllose schöne Desminkristalle, meist einen geschlossenen Rasen bildend, neben und auf blaßgrünem Fluorit (oktaedrisch) sowie kurzpyramidalen Quarz. Einmalig wurde hier zusammen mit Fluorit Freigold in bis 4 mm großen Blättchen ge-

funden, das möglicherweise aus zersetzten Golderzen der Tiefe stammt, jedoch auch als Thermalausscheidung gedeutet werden könnte.

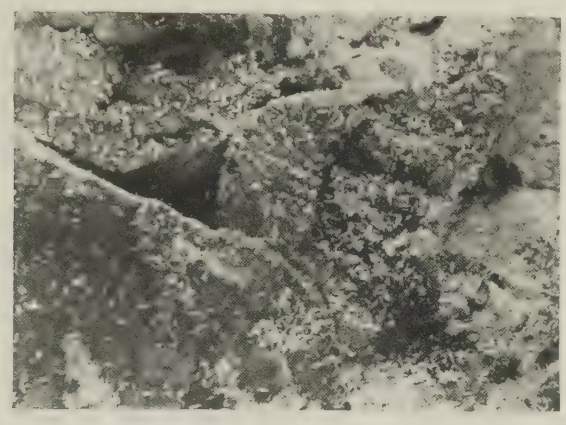


Abb. 10. Desminkristalle auf Gneiskluft. Steinbruch Naßfeld (Siglitz), phot. Scheminzky.

Die Klüfte sind bis auf etwa 10 m Länge frontal aufgeschlossen und soweit sichtbar, bis zu 20 cm breit, wobei sie aber zumeist nur

Abb. 11. Desmin, kleine Kristallgruppe auf Gneis, ungefähr natürliche Größe, phot. Scheminzky.

wenige Zentimeter offenstehen. Vor der Freilegung waren die Spalten weitgehend mit einer tonigen Substanz erfüllt gewesen.

Die bis mehrere Zentimeter großen Desminkristalle haben durchwegs scheinbar rechteckigen tafeligen Habitus mit den Flächen (010),

(001), (10$\bar{1}$) und ganz untergeordnet [110]. Die meist zu etwas aufgeblätterten Paketen vereinigten Kristallstöcke sind weiß bis leicht bräunlichweiß gefärbt und von porzellanartigem Aussehen. Lokal werden die Desmine von einer dichten Kruste winziger sehr spitzer und farbloser Quarzkriställchen in der Art überdeckt, daß die großen Tafelflächen (010) in einem wechselnden Abstand (im Durchschnitt 0·5—1 mm) aber unter genauer Einhaltung der Parallelität zu den begrenzenden Kanten von der dicht verwachsenen Quarzmasse überkrustet werden. Die Desmine sind zumeist nicht dem Gneis direkt aufgewachsen, sondern sitzen fast stets einer mehrere Millimeter starken Quarzkruste auf, die örtlich von einer bis zentimeterstarken Fluoritkruste unterlagert wird. Fluorit tritt jedoch auch in blaßgrünen oktaedrischen Vierlingskristallen auf (bis 1 cm), deren äußere Oktaederflächen gekrümmt sind und dadurch das ganze Gebilde halbkugelig erscheinen lassen, das durch zwei aufeinander senkrecht stehende tiefe Furchen den Aufbau aus vier Individuen erkennen läßt. Auch die Fluorite werden gerne von einem zusammenhängenden Rasen winziger Quarze überkrustet. Dieser Quarzrasen entspricht einer zweiten Quarzgeneration, welche auch die erste kurzpyramidale Ausscheidungsform vielfach wärzchenartig überkrustet, so daß die ursprüngliche Form nicht mehr erkennbar ist. Auf diese Weise sind oft große Teile einer Kluft von einem solchen feinkristallinen Quarzrasen überzogen. Die Fluoreszenzfarbe des Fluorits ist ein Blau mittlerer Helligkeit, bei Tieftemperatur ist sie gelbgrün. Man beobachtet mitunter hellblau leuchtende Zonen, die ein lavendelblaues Tieftemperaturleuchten zeigen. Dieses Verhalten deutet auf eine Differentiation von Ytterbium und Europium während des Wachstumsprozesses. Jüngere Bildungen scheinen stumpfer blau zu leuchten.

Die Mineralvergesellschaftung im Bereiche der Siglitzer Erzgänge.

Die Erze und ihre Goldführung sollen hier nicht weiter besprochen werden, da diese Fragen bereits eingehend von *H. Michel* (2 c) und *A. Tornquist* (2 b) erörtert wurden. In geochemischer Hinsicht ist hier das Auftreten einer eisen- und manganreichen, indiumhaltigen Zinkblende bemerkenswert, über deren Gehalt an Spurenelementen noch zu sprechen sein wird. In diesem Zusammenhange soll auch das Auftreten von nadeligem Wismutglanz erwähnt werden (2 b). Als Gangart tritt hauptsächlich Quarz auf, nur ganz untergeordnet auch Kalkspat. Bei Aufschlußarbeiten wurde 1943 in der 110 m Sohle des Dionysganges bei Gangmeter 280 gegen Süd eine Kluft im Gneis (unweit der Schieferhülle) angefahren, wo in Hohlräumen eines fast halbmeterstarken Quarzbandes große Citrinkristalle gefunden wurden.

Wir kennen bis 15 cm lange, gut gefärbte klare Kristalle, wahrscheinlich unverzwillingt, mit gut entwickelten Pyramidenflächen.

Teilweise werden die Citrine von kleinen schneeweißen Dolomitrhomboedern überkrustet. Es handelt sich hier um echte Citrine, wie sie in dieser Größe und schönen intensiven Färbung in den Ostalpen bisher nicht bekannt geworden sind. Die sogenannten „Citrine" aus den Ostalpen sind nämlich meist nur mit einer dünnen Limonithaut überzogene Bergkristalle. Echte Citrine von allerdings weitaus schwächerer Färbung (und auch mit Übergängen zu Rauchquarz) konnten von einheimischen Sammlern an folgenden Orten in der näheren und weiteren Umgebung gefunden werden: Goldzeche, unterhalb des Hochnarrgletschers, Goldbergspitze gegen den roten Mann zu, Sonnblicknordwände beim Pilatuskees, Leidenfrost gegen die Rojacher Hütte.

Am Citrinfundort des Dionysganges wurden auch bis mehrere Zentimeter große Pyrite mit (100), (hkO) und (hkl) gefunden, welche sich besonders durch ihre schönen, frisch glänzenden Flächen auszeichnen, wobei die Würfelfläche immer deutlich gerieft ist. Beim Vortrieb des Hauptstollens wurde 1944 ungefähr bei Stollenmeter 4450 in grünen blätterigen Schiefern eine steile, höchstens 20 cm breite Kluft angefahren, die reichlich Pyrit in zum Teil sehr großen Kristallen (vorwiegend in Würfeltracht) mit bis zu 10 cm Kantenlänge und hohem Glanze führte. Im Bereich des Kupelwieser-Ganges wurde auf einer Strecke zwischen dem 50-m- und dem 80-m-Lauf bereits in angeblichem Grünschiefer eine Zone durchfahren, die stark von Quarzbändern durchzogen war. In Hohlräumen dieser Quarzbänder wurden zahlreiche bis mehrere Zentimeter große, grünlichweiße Strontianitkristalle in büschelförmigen Gruppen angetroffen.

Eine sehr interessante Mineralparagenese, die allerdings schon außerhalb des eigentlichen Erzgangbereiches liegt, wurde im Sommer 1950 anläßlich einer Begehung des gesamten Unterbaustollens entdeckt. Bereits im Bereich der Schieferhülle, die bei Stollenmeter 3480 aus einem mit aplitisch-pegmatoiden Lagen reichlich injizierten Biotitparagneis besteht, wurde in der Firste (an der Kreuzungsstelle mit ungefähr N—S verlaufenden Klüften) ein Hohlraum mit folgendem Mineralinhalt aufgefunden:

Kalzit in mehreren Trachten: a) farblos, plattig mit groß entwickelter Endfläche (0001) sowie mit $(10\bar{1}0)$, b) farblos, flachrhomboedrisch mit (1120) und $(01\bar{1}2)$, c) skalenoedrisch (nicht an Einzelkristallen beobachtet), trübweiß-bräunlich.

Prehnit: farblos — blaß-grünlich, tafelig nach (001), mit (110) und selten mit kleiner (100).

Apophyllit: farblos, meist würfelig mit (100), (001) und untergeordnet auch (111). Vielfach aber auch die Pyramidenfläche mit der End- bzw. Prismenfläche im Gleichgewicht.

Chlorit: dunkelgrüne, meist zu knolligen Gebilden vereinigte Aggregate. Dem Kalkspat ein- und aufgewachsen.

Titanit: bräunliche, flächenreiche Kristalle.

Albit: porzellanweiß. *Adular:* farblos, beide mit einfachen Formen.

Bergkristall: die farblosen Kristalle bis einige Zentimeter groß.

Magnetkies: winzige, bunt angelaufene sechsseitige Blättchen, meist dem Kalzit ein- und aufgewachsen.

Bavenit (?): schneeweiße Büschel feinfaseriger Nädelchen in Hohlräumen des Prehnit und auf Bergkristall. Optische Charakteristik: gerade auslöschend, α längs, $\alpha = 1{\cdot}585$, $\beta = 1{\cdot}588$, $\gamma = 1{\cdot}600$ (Tageslicht). In heißer konzentrierter Salzsäure unlöslich. Von *E. Schroll* wurde Be spektrographisch nachgewiesen. Bisher ist Bavenit im alpinen Raum nur aus der Schweiz (Tavetsch) bekannt geworden. Siehe *G. F. Claringbull,* Min. Mag. 1940, *168,* pag. 495.

Die Mineralvergesellschaftung in der Umgebung der Romatenspitze.

Dieses Bergmassiv befindet sich nächst der Woiskenscharte und besteht größtenteils aus einem flaserigen Syenitgneis, in dem zahlreiche pegmatoide Adern und auch reine Quarzadern auftreten. Auch sind Andeutungen von pyritführenden Erzgängen zu finden, so in der großen Rinne, welche sich nördlich vom Gipfel zum hintersten Weißenbachtal herunterzieht. Dieses Gebiet wurde früher von Mineralsammlern wenig begangen und erst in den letzten Jahren von *G. Steiner* mineralogisch erschlossen. *Steiner* konnte in den Wandabstürzen unterhalb des Gipfels (Weißenbachseite) sehr dunkle Rauchquarzkristalle (zum Teil zonar), ferner Pyrite in Klüften, und in Quarzadern himmelblaue, zum Teil durchsichtige Beryllkristalle finden. Eigene Begehungen konnten diese Angaben bestätigen und hiebei folgende Mineralvorkommen festgestellt werden: Roter Kalkspat, häufig in pegmatoiden Adern.

Rauchquarz: Säulenförmige Kristalle, dunkel und zonar gefärbt. Auch hellere Kristalle mit wolkiger Verteilung der Färbung, zum Teil doppelendig (in den Felsabstürzen und Rinnen der NO-Wände und Schutthalden). Auch auf der Südseite des Berges (Mallnitzer Seite) wurden von *Untergantschnig* und Ing. *K. Kontrus* sehr schön gefärbte, zum Teil verschleifbare Rauchquarze aufgefunden.

Auch in den obersten Partien des Mallnitzriegels und entlang des Kammes, der sich bis zum Kreuzkogel hinzieht, wurden von *G. Steiner* ebenfalls zonar gefärbte Rauchquarze, teilweise mit Strahl-

steineinschlüssen entdeckt. Der größte Kristall ist 15 cm lang und 7—8 cm dick und besitzt eine hellere Außenhülle um einen etwas stärker gefärbten Kernkristall.

Pyrite: Bis 2·5 cm große Kristalle von der Kombination Pentagondodekaeder mit Oktaeder, zusammen mit kleinen Adularkriställchen.

Fluorit: Amethystfarbenes Kristallstück mit zonarer Färbung (Kern dunkler). Angeblich von der obersten auf den Gipfel des Berges führenden Rinne. Ferner konnten ähnlich gefärbte Fluoritkristalle (100) + (110) in kleinen Adular, Eisenglanz und Chlorit führenden Klüften eines großen abgestürzten Syenitgneisblockes, der nächst dem Weißenbach weiter nördlich gelegen ist, angetroffen werden. Dieser Fluorit weicht in seinem Fluoreszenzverhalten von den anderen Fluoritvorkommen des Gasteiner Tales deutlich ab (44).

Beryll: In blauen Säulchen und bis 2 cm langen sechsseitigen Kristallen in Quarzadern und in Quarz-Feldspatinjektionen, manchmal in engstem Kontakt mit dem Nebengestein (Syenitgneis). (Siehe auch *Exner* [35]).

Abb. 12. Romate-Nordwand, gesehen vom Mallnitzriegel. Fundort von Rauchquarz und Beryll, phot. Florentin.

Die Mineralvergesellschaftung im Bereiche des Ankogels

(unter vorwiegender Berücksichtigung der Salzburger Seite).

Dieses Gebiet enthält die meisten und schönsten Mineralklüfte sowohl im Granitgneis selbst, als auch im umgebenden Schieferhüllenbereich, wobei die Mineralisation bei wachsender Entfernung vom Ankogelgneis schwächer wird. Am intensivsten ist sie in der Injektionszone entlang der Nordwände des Schwarzkopf-Ankogel-Plattenkogel für die Salzburger Seite. Die Umgebung der Radeckscharte, des Hannoverhauses mit den Wänden der Grauleitenspitze, die Umgebung des Lassacher Gletschers und der Elsche-Kamm sind bekannte Fundplätze auf der Kärntner Seite. Mannigfache Injek-

tionsgesteine, Schiefer, Amphibolite und Grünschiefer kommen in den kompliziert miteinander verwobenen Grenzzonen von Granitgneis-Schiefer vor und enthalten eine besonders reiche Vergesellschaftung von Titanmineralien (Titaneisen, Titanit, Rutil, Anatas, Brookit) (36), wie auch besonders schöne und große Pyritkristalle (36). Ebenso reichhaltig sind Klüfte mit großen, zum Teil doppelendigen Bergkristallen in Begleitung von Chlorit und Titanminera-

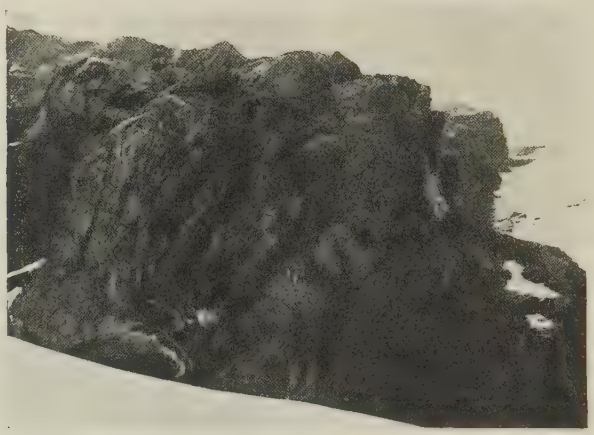


Abb. 13. Ankogel, Injektionszone aus der NW-Wand, phot. Florentin.

lien. Besonders große und schöne Bergkristalle wurden in den Nordwänden Ankogel-Schwarzkopf und Plattenkogel von *Frohnwieser* gefunden, so auch ein 61 cm langer Riesenkristall, der eine Zierde des Gasteiner Museums bildet (37). Rauchquarz tritt zusammen mit Adular und etwas Anatas in der Umgebung der Hannoverhütte auf, ist aber meist von heller Färbung und ist nicht so häufig wie Bergkristall.

Während auf der Südseite des Ankogels Scheelit in pegmatitischen Adern, angeblich auch in Klüften im Gebiet des Elschekammes auftritt und neuerlich von *K. Kontrus* (36) und *E. Zirkl* in schönen pyramidalen Kristallen aufgefunden wurde, wurden von einheimischen Sammlern in den Nordwestabstürzen der Schwarzkopfwände prächtige farblose Apatitkristalle in Begleitung von Periklin, schwarzem Turmalin, Chlorit, Anatas, Brookit und Rutil entdeckt. Ihre Ausbildung ist meist tafelig nach der Endfläche, bis kurzsäulig bei stärkerer Entwicklung der Prismenflächen. Probestücke aus der Sammlung von *Schmutzenhofer* in Böckstein zeigen als Nebengestein einen dunklen Schiefer, der stellenweise aplitisch durchadert ist.

In Dünnschliffen des Schiefers kann man reichlich Chlorit (wahrscheinlich aus Biotit hervorgegangen) und ein dunkles (graphitisches?) Pigment, im Aplit Granat beobachten, der durch Assimilation des Schiefers entstanden sein dürfte. Granatführende Aplite sind auch in der Umgebung häufig.

Die mineralreiche Zone entlang der Schwarzkopf-Ankogel-Nordwestwände bis hinüber zum Plattenkogel zeigt überall stärkste aplitisch-pegmatoide Durchaderung. In diesem Bereich konnten folgende Mineralparagenesen aufgesammelt werden:

Auf abgestürzten Blöcken von den Wänden zwischen Schwarzkopf—Ankogel fand sich Apatit (farblose dicktafelige Kristalle) mit Periklin, Chlorit, Rutil, Anatas von brauner Färbung auf einem chloritreichen, Zoisit führenden Grünschiefer, der stellenweise mit Magnetitoktaedern imprägniert ist.

Am Fuße der Ankogel-Nordwestfelswände:

Kalkspatrhomboeder mit Eisenglanz, Bergkristall, Rutil, Chlorit, Titanit.

Kalkspatskalenoeder mit braunem Anatas, Chlorit, Kalkspat auch mit Muskovit.

Titanit (braun) mit Bergkristall, Adular, Kalkspat, Chlorit.

Titanit (grün) mit Adular, Chlorit und Muskovit.

Folgende Mineralvorkommen wurden uns von *Frohnwieser* und anderen Sammlern *(Guganigg-Schmutzenhofer-Keuschnig)* in schönen Stufen gezeigt, doch konnten die angegebenen Fundorte infolge exponierter Lage nicht aufgesucht bzw. nicht gefunden werden: *Apatit*, blaßgelbgrüne Kristalle vom Plattenkogel mit Bergkristall, Adular und Turmalin. Große, vielfach doppelendige Bergkristalle mit Brookittäfelchen, angeblich von der Ankogel-Nordwestseite (in Chloritsand und mitunter mit Chlorit bestäubt).

Braunvioletter Titanit mit Adular von dem Nordwestabfall des Schwarzkopf. Einige Zentimeter lange hellviolette Amethystkristalle in Drusen vereinigt, angeblich vom Viehzeitkogel in den Nordostwänden an einem Gratvorsprung im Gneisgranit.

Auffallend ist im ganzen Ankogelgebiet das Fehlen von Beryll, während am Radhausberg die reichen Titanmineralienparagenesen nicht vorkommen.

Die Elementverteilung im Gebiet von Badgastein.

Geochemie der Mineralvorkommen:

Im Bereich der Mineralklüfte und Erzgänge des untersuchten Gebietes ist eine wohl einzigartige Elementvergesellschaftung zu finden. Einerseits sind Elemente, wie sie für saure Restlösungen charakteristisch sind, nämlich Molybdän, Beryllium, untergeordnet Wolfram und (nur als Spurenelement) Zinn vorhanden, anderseits kommen Wismut, Tellur und Gold, ferner viel Eisen und Arsen, sowie untergeordnet Kupfer, Blei und Zink, hauptsächlich in sulfidischer Bindung vor. Außerdem treten verschiedentlich Titanmineralien in wechselnder Menge und Art in Erscheinung. Diese sind so wie das Gold für nicht ganz saure Gesteine von granodioritischen bis syenitischem Chemismus charakteristisch. Radioaktive Elemente finden sich in diesen intermediären Gesteinen, vor allem im Syenitgneis, ferner in Injektionsgneisen angereichert, aber auch der Granitgneis weist einen im Durchschnitt relativ hohen Aktivitätswert auf (siehe später). Recht charakteristisch ist auch das relativ häufige Auftreten von Fluorit (im Gegensatz zu anderen ostalpinen Gebieten) vor allem in Vergesellschaftung mit

Zeolithen und im Bereich der Thermalspalten. Die Quellabsätze (Reissacherit) der Gasteiner Thermen zeichnen sich durch die gleiche Spurenelementvergesellschaftung aus, wie sie im großen in den Kluft- und Erzmineralien des Gebietes vorliegt.

Vorhanden ist an kennzeichnenden Elementen neben Uran und Radium auch Thorium, Beryllium, Molybdän, Fluor, Titan, Arsen, Wismut und Gold. Auffällig ist die Armut an Antimon und Nickel, wie sich das schon bei den Erzen zeigt. Kobalt ist nur in sehr geringfügiger Menge zugegen. Während die ursprünglichen Orthogneise eine Kalivormacht aufweisen, kommt es später zu umfassenden Albitisierungen im Zusammenhang mit einer umfassenden Mobilisation des Natriums. Wie später noch eingehender zu besprechende Untersuchungen von *E. Schroll* zeigen, ist der Wismutgehalt der Bleiglanze und der Indiumgehalt der Zinkblenden (bei Fehlen von Gallium und Germanium) für die hier auftretenden Golderze charakteristisch.

Zur Frage der Stoffherleitung.

Die Frage der Stoffherleitung bei der Mineral- und Erzbildung ist eines der noch immer heiß umstrittenen Probleme der Gegenwart. Viele klassisch gewordene Begriffe, wie die der Differentiation und der Metamorphose können heute nicht mehr so eindeutig gefaßt und angewendet werden wie früher, und die neuen Vorstellungen, welche auf Grund der Thesen der „Transformisten" entwickelt wurden, sind noch etwas unübersichtlich und nicht immer genügend geklärt, als daß hier eine eindeutige Stellungnahme dazu möglich wäre. Insbesondere zeigt sich eine sehr verschiedene Auffassung bei der Diskussion der Stoffherleitung in bezug auf die Entstehung der alpinen Kluftminerale. Die Schweizer Mineralogen *P. Niggli* und vor allem *J. Königsberger* (38), ferner *Huber* (39) nehmen an, daß die zur Mineralbildung notwendigen Stoffe im wesentlichen aus dem Nebengestein stammen. *Königsberger* versucht in einer seiner letzten Arbeiten (40) die seltenen Elemente aus voralpidischen Anreicherungen herzuleiten und will als letzten Beitrag aus der Tiefe nur die Kohlensäure und leere Thermen gelten lassen (38). Hingegen sucht *H. Leitmeier* (41 a, b) die Entstehung mancher ostalpiner Kluftmineralien mit Stoffwanderungen im Zuge einer Granitisation unter Mitwirkung ichoretischer Restlösungen zu erklären. *E. Clar* (42) glaubt einen größeren Stoffumsatz im Verlaufe der Metamorphose annehmen zu können, und *H. P. Cornelius* (43) versteht unter dem neugeschaffenen Begriff *„Orometamorphose"* solche durch die Metamorphose hervorgerufenen Stoffwanderungsvorgänge. Prinzipiell möchten wir zu diesen Fragen in folgender

Weise kurz Stellung nehmen: Wir halten eine restlose Herleitung der Stoffe für die Kluftmineralbildung im Sinne einer reinen Lateralsekretion aus dem Nebengestein, lediglich bewirkt durch leere bzw. nur mit Kohlensäure beladene Thermen, für die ganze Fülle der alpinen Kluftmineralbildungen für unzureichend. Die am niedrigsten temperierten letzten Kluftmineralbildungen, welche nur Kalkspat und Bergkristall führen, könnten vielleicht so erklärt werden, aber keineswegs die Titanmineralien und wohl auch nicht die Bildung der Apatite, Fluorite mit ihrem Gehalt an Seltenen Erden, wie auf Grund von fluoreszenz- und spektralanalytischen Untersuchungen (44) geschlossen werden kann. Noch weniger können die Kluftvorkommen von Scheelit (mit Yttererden und Samarium, siehe *H. Haberlandt* [45]), ferner solche von Euklas, Milarit, Phenakit, Danburit (46), Datolith (41, 47), Axinit, Turmalin (Schweizer Fundorte) so gedeutet werden. Dies gilt erst recht für die Mineralien mit Seltenen Erden, wie Monazit, Xenotim, Gadolinit, Kainosit, Synchisit, Bazzit (48), die vor allem in der Schweiz gefunden wurden.

Nach *Königsberger* (40) sind letztere Mineralien an ausgedehnte Systeme unscharf begrenzter Quarzbänder und Adern gebunden und meistens am Rande dieser „Venite" direkt auf dem Gestein aufgewachsen. In unserem Gebiet sind damit die Beryllvorkommen in pegmatoiden Adern im Kontakt mit Syenitgneis und flaserigem Granitgneis (Romaten und Kreuzkogel) vergleichbar.

Königsberger glaubt, daß die seltenen Elemente zwar aus der Tiefe kommen, sie sollen aber nicht tertiär alpidisch, sondern früher entstanden sein, damals als die Muttergesteine der Mineralklüfte gebildet wurden.

Sicherlich sind die pegmatoiden Adern auch in unserem Gebiet älter als die eigentlichen Mineralklüfte. Es ist auch durchaus möglich, daß bestimmte seltene Elemente zu ihrem Stoffbestand gehören, doch erscheint uns gerade deswegen eine ausschließliche Ableitung aus dem Nebengestein, etwa vom Orthit und Zirkon der Gneise her, wie *Huber* und auch *Niggli* annehmen, unwahrscheinlich. Für die Anreicherung von Yttererden wäre vor allem die Auflösung von Xenotim und von Zirkon mit seltenen Erden, ferner von ytterhaltigem Titanit notwendig. Es liegt aber kein Anhaltspunkt vor, daß diese Mineralien im Nebengestein aufgelöst wurden; es sieht im Gegensatz dazu so aus, als ob eine Imprägnierung des Nebengesteins mit Zirkon, Orthit u. a. von pegmatoiden und aplitischen Adern aus vor sich gegangen wäre. Das gleiche Bild ergibt sich für die Herleitung des Titans. Falls dieses Element gemäß der Auffassung von *Königsberger* und *Niggli* (38) zur Gänze aus dem Nebengestein der Klüfte stammen sollte, wäre doch eine auch quantitative Beziehung zu dem Titangehalt des ganzen Nebengesteinkomplexes zu erwarten. Diese ist aber offenbar weder in der Schweiz noch im ostalpinen Raum vorhanden. So wird angegeben, daß in dem relativ TiO_2-reichen Aare-Granit (zirka 10 kg TiO_2 pro Kubikmeter Gestein) Titanmineralien relativ selten sind. Im Gebiet der Hohen Tauern (Rauris) finden sich hingegen verschiedene Rutil- und Anatasvorkommen in Klüften von Hellglimmerschiefern in der Nähe von aplitischen bis pegmatoiden Adern, wobei es den Eindruck macht, daß eine Imprägnation mit Titanmineralien von den Injektionen ausgehend stattgefunden hat. Bereits *E. Weinschenk* (49) hat die Mineralisation der Titanformation in genetischem Zusammenhang mit der Intrusion des Zentralgranits gesehen und gedeutet. Ebenso scheint uns kein Zusammenhang zwischen den

Fluoritvorkommen und dem Apatitgehalt des Nebengesteins in dem Sinne zu bestehen, daß das Fluor aus dem Apatit des Gneises ableitbar wäre, ist doch gerade Fluorit auf Erzgängen und in ihrer Nachbarschaft (Radhausberg, Siglitz) am häufigsten, wo kaum zu zweifeln ist, daß das Fluor mit den Erzen aus aszendierenden hydrothermalen Lösungen stammt.

Auch *Königsberger* hat für die Erzlagerstätten in den Hohen Tauern und im Monte Rosa-Gebiet einen Zusammenhang mit Mineralbildungen angenommen.

Das Auftreten von Beryll, Scheelit und Molybdänglanz ist ohne Zweifel an pegmatoide Quarzadern gebunden und an der Herkunft der Elemente Beryllium, Wolfram und Molybdän aus postmagmatischen Restlösungen, welche durch Abkühlung bis in das hydrothermale Gebiet hineinreichen, kaum zu zweifeln. Im Syenitgneis selbst konnte zwar auf Grund spektrographischer Aufnahmen, die von Herrn Dozent *Fr. X. Mayer* im Gerichtsmedizinischen Institut in dankenswerter Weise durchgeführt wurden, Beryllium aber kein Wolfram festgestellt werden, doch ist dieser Befund nicht überraschend, da auch bei anderen Syenitvorkommen, so bei lappländischen, nach Untersuchungen von *Th. Sahama* (50) ein charakteristischer Berylliumgehalt vorhanden ist. Inwieweit eine solche Berylliumführung mit aplitisch-pegmatitischen Injektionen im Zusammenhang steht, wäre noch zu prüfen. Beim Eindringen postmagmatischer Nachschübe mit leichtflüchtigen Stoffen und Mineralisatoren könnte es eher zu Stoffmobilisationen kommen als im bereits abgekühlten späthydrothermalen Stadium. Während des Empordringens und Eindringens solcher pegmatoider Restlösungen unter der Mitwirkung von Gasen und Dämpfen mag es auch zu einem gewissen Stoffaustausch mit den „Nebengesteinen" gekommen sein, wobei wir unter anderem auch an die Assimilation von Kalk- und Tonerde denken (Bildung von Kalkspat in den Pegmatoidadern und von Granat in den Apliten). Aus der Tiefe kommende Titanverbindungen, radioaktive Elemente und Seltene Erden konnten hingegen im angrenzenden Nebengestein Anlaß zu Neumineralisation geben.

Bereits *E. Weinschenk* (49) hat solche Vorstellungen entwickelt und auf die Lösungsfähigkeit pegmatitischer Restmagmen hingewiesen (51). In letzter Zeit hat *A. Scholz* (52) die Stoffaufnahme von Phosphor und Mangan durch Phosphatpegmatite im Bayrischen Wald diskutiert. *Scholz* konnte in anderen bayrischen Pegmatiten Bavenit und Milarit, also typisch „alpine" Mineralien neben Zeolithen auffinden und weist auf die Ähnlichkeit des Stoffbestandes bei alpinen Kluftmineralien und außeralpinen Pegmatitmineralien hin. Offenbar gibt es in beiden Fällen Übergänge vom pegmatitischen bis zum hydrothermalen Stadium, denen erst in letzter Zeit mehr Beachtung geschenkt wird. Auch *Königsberger* hat in seinen letzten Arbeiten öfters einen Einfluß bestimmter aplitisch-pegmatitischer Gänge und Injektionen auf die Kluftmineralisation erkannt. So meint er, daß solche Gänge in der karbonischen Zone (im Maderanertal-Bristen-Ried-Intschi) Bildungen von Erzen, vielleicht auch von Titandioxyden im Gefolge hatten, wobei letztere „in jener Zone viel später gelegentlich umkristallisiert wurden".

Inwieweit bei solchen Umkristallisationen „Granitisationsrestlösungen" im Sinne von *H. Leitmeier* (41) oder Vorgänge der Metamorphose im Sinne von *Cornelius* (43) und *Clar* (42) beteiligt waren, müssen zukünftige Forschungen in jedem Einzelfalle erst entscheiden. Eine Herleitung des Titans etwa aus dem Stoffbestand der Biotite durch Metamorphose nimmt *A. Köhler* (55) für die Erklärung der alpinen „Titanformation" als wahrscheinlich an. So verlockend diese Gedankengänge auch sind, so dürfen wir doch nicht vergessen, daß zwischen dem Zeitpunkt einer Granitisation bzw. der Metamorphose einerseits und der alpinen Kluftmineralbildung anderseits doch ein größerer zeitlicher Abstand vorhanden ist. Eine Überbrückung dieser wohl nicht unbeträchtlichen Zeitspanne wäre vielleicht durch die Annahme einer sehr jungen Stoffmobilisation, von nicht sichtbaren Plutonen ausgehend, möglich. In

Übereinstimmung damit betonen *Cornelius* (43) und *Petraschek* (53), daß die Stoffzufuhr (Na, K, CO_2 und Metalle) in den Hohen Tauern nicht auf sichtbare Plutone zurückgeführt werden kann. *P. Bearth* (54) wiederum beobachtet im Gebiete des Monte Rosa Zusammenhänge zwischen kräftiger Albitisierung, der Gesteinsdurchbewegung und Muskovitisierung, woraus hervorgeht, daß bei diesen Stoffumsätzen Bewegungsvorgänge maßgeblich beteiligt waren.

Zur Klärung der Stoffwanderungen im einzelnen können unseres Erachtens besonders die Differentiationsvorgänge der seltenen Elemente herangezogen werden. So wurde von *H. Haberland*t (44) mit fluoreszenzanalytischen Methoden gezeigt, daß die seltenen Erden Europium und Ytterbium in der zweiwertigen Form in den Fluoriten des Gasteiner Gebietes in bestimmter Weise verteilt sind. Fluorite aus pegmatoiden Adern im muskovitreichen Granitgneis vom Steinbruch Böckstein gaben meist Ytterbiumvormacht, solche aus dem Syenitgneis im Naßfelder Tal Europiumvormacht und die hydrothermalen grünen Fluorite aus dem Radhausberg-Unterbaustollen in Klüften des Augengneises zeigen durch ihre Fluoreszenz Europium neben Ytterbium an. Auch bei Kalkspat und Apatitvorkommen im Ankogelgebiet, sowie bei den dortigen Scheeliten wurden seltene Erden fluoreszenzanalytisch festgestellt (44). Dabei zeigt sich, daß nur bestimmte Fundorte, und zwar solche im Kontakt mit aplitisch-pegmatoiden Injektionen die seltenen Erden erkennen lassen.

Die von *K. Kontrus* gefundenen Kalkspate vom Lassacher Kees (südlich des Ankogels) mit skalenoedrischer Ausbildung sind besonders an den Spitzen blaßviolett gefärbt (durch Beimengung von Neodym bedingt) und zeigen eine relativ stärkere Thermolumineszenz als Kalkspatvorkommen in weiterer Entfernung vom Granitgneisgewölbe (44). Diese Gesetzmäßigkeit ist auch bei den anderen Kalkspatfunden unseres Gebietes festzustellen. So leuchtet der Kalkspat vom Schiedeck-Radhausberg aus der oberen Gneiszone beim Erhitzen heller als andere Vorkommen aus der Schieferhülle. Auch der Kalkspat vom Radhausberg-Unterbaustollen zeigt hellere Thermolumineszenz, als Bildungen aus der Schieferhülle. Die Thermolumineszenz und Fluoreszenz der rötlichen Kalkspate aus den Pegmatoidadern ist nur sehr schwach, da diese Kalkspate neben Mangan auch merkliche Eisenbeimengungen enthalten, welche die Lumineszenz stören. Da die Intensität der Thermolumineszenz unter anderem auch von dem Gehalt der Mineralien an beigemengten radioaktiven Stoffen abhängt, ist anzunehmen, daß die stärker thermolumineszierenden Kalkspate und Fluorite solche in optimaler Konzentration enthalten. Fluorite mit heller Thermolumineszenz finden sich sowohl in Badgastein im Bereich der Thermalquellen, als auch im Naßfeld zusammen mit Desmin und vor allem auch im Radhausberg-Unterbaustollen (44). Letztere wurden mit Hilfe der Natriumfluoridperlen-Fluoreszenzmethode auf einen Gehalt an Uran mit positivem Erfolg geprüft.

Verteilung und Gehalte an radioaktiven Substanzen.

Wir können ganz allgemein folgende Gliederung radioaktiver Substanzen als Beimengungen in Mineralien geben:

1. Disperse Einlagerung an Kristallbaufehlerstellen, Rissen und Sprüngen.
2. Kristallchemischer Einbau, Tarnung oder Abfangen im Sinne von *V. M. Goldschmidt.*
3. Adsorptive Beimengung.
4. Einbau in das Kristallgitter als Hauptbestandteil.

Vielleicht gehört zu 1. die Spurenbeimengung radioaktiver Substanzen, welche die manchmal unregelmäßig verteilte, manchmal

zonare oder einheitliche Färbung der Rauchquarze hervorrufen. Diese Färbung steht in keinem direkten Zusammenhang mit der Höhe der Fundorte, wie das *J. Königsberger* für die Schweizer Vorkommen angegeben hat, sondern scheint an Rauchquarze in aktiven Gesteinszonen des Syenitgneises und mancher Injektionsgneise (Romaten und Baukarlriegel) gebunden zu sein, während die Schieferhülle vorwiegend Bergkristalle enthält.

Zu 2. sind voraussichtlich die eingebauten aktiven Elemente in Fluoriten, Kalkspaten, Xenotim bzw. Zirkon und Orthit zu rechnen [1].

Zu 3. gehört der eine Uranylverbindung enthaltende Glasopal, der Kalkopalsinter und der Reissacherit von Badgastein.

Zu 4. sind die Uranmineralien des Radhausberg-Unterbaustollens zu zählen.

In den Gesteinen sind die aktiven Elemente vor allem in den gesteinsbildenden Mineralien: Orthit, Zirkon-Xenotim, Titanit, Apatit, und dunklem oxydischen Erz (Titaneisen, Magnetit) enthalten.

Für die Tauerngneise unseres Gebietes liegen die grundlegenden Untersuchungen von *H. Mache* und *M. Bamberger* (56) vor. Es wurden verschiedene Schwerefraktionen aus dem Granitgneis der Tauerntunnel-Nordportalseite durch Zentrifugieren der zerkleinerten Gesteinsproben mit schweren Flüssigkeiten gewonnen und einzeln auf ihre Aktivität geprüft.

Die vorerwähnten Autoren fanden die Hauptaktivität der Tauerngneise in den Titanmineralien, da diese in den Schwerefraktionen angereichert die größte Aktivität zeigten, wie aus den folgenden Untersuchungsergebnissen hervorgeht:

I. Ausgangsmaterial 2000 g Granitgneis (vom Nordportal des Tauerntunnels) gepulvert und mit Bromoform zentrifugiert: Ursprüngliche Aktivität: $2{\cdot}91 \times 10^{-12}$ g Radium pro Gramm.

A. Leichter Teil (sehr hell, unmagnetisch): $0{\cdot}06 \times 10^{-12}$ g Radium pro Gramm. 95·4 Gew.% von I. (Quarz, Mikroklin, Albit, Kalkspat, Muskowit, Chlorit).

B. Schwerer Teil (dunkel, glimmerreich): $67{\cdot}3 \times 10^{-12}$ g Radium pro Gramm. 4·6 Gew.% von I. (Biotit, Epidot, Klinozoisit, Titanit, Rutil, Orthit, Erze).

B_1. Von B. leichterer Teil (dunkel, glimmerreich): $20{\cdot}0 \times 10^{-12}$ g Radium pro Gramm. 4·1 Gew.% von I. (88% von B.). (Biotit, ein Teil der Erze und des Epidots.)

B_2. Von B. schwererer Teil (hell, glimmerfrei): 425×10^{-12} g Radium pro Gramm. 0·55 Gew.% von I. (12% von B.). (Rest des

[1] In Zirkon und Orthit sind die aktiven Beimengungen häufig dispers verteilt. Eingehende Untersuchungen mit Nuclearplatten sind im Gange.

Epidots und der Erze, Granat, Titanit, Rutil, Orthit, Zirkon wurde in B_2 qualitativ festgestellt.)

Die Aktivität ist auf Grund dieser Bestimmung hauptsächlich an die Orthit, Titanit und Rutil führenden Fraktionen gebunden. Leider wurde die Aktivität des Zirkons aus den Tauerngneisen nicht besonders untersucht. Im oben angegebenen Probematerial ist dieses Mineral offenbar nur untergeordnet enthalten. Bei einem Granit von Tannbach hatte das unmagnetische Endfraktionierungsprodukt mit etwa 80% Zirkon, 20% Titanit (Leukoxen), Apatit, Titaneisen (in Spuren) etwa die hundertfache Aktivität wie der Granit selbst. Nach Messungen von *E. Picciotto* (57) an Graniten aus den Vogesen ist der darin enthaltene Zirkon 8000mal so aktiv wie der Granit, und amerikanische Forscher, *Keevil* und *Larsen* (58) finden bei Granodioriten Californiens eine ungefähr 500fache Aktivität des Zirkons gegenüber dem Muttergestein. Aus dieser Gegenüberstellung ergibt sich, daß beim Zirkon die aktiven Stoffe je nach dem Vorkommen in verschiedener Menge enthalten sind. Größere Schwankungen in der Radioaktivität bei verschiedenen Zirkonproben wurden auch von *O. Weigel* (59) festgestellt. Derselbe Autor konnte auch eine inhomogene Verteilung der aktiven Substanz innerhalb ein und desselben Zirkonkristalls in Form von zonar angeordneten, stärker aktiven Einschlüssen radiographisch nachweisen. Nach *F. G. Houtermans* (Naturwissenschaften 38 [132] 1951) ist die Aktivitätsverteilung in Zirkonkristallen elegant mit Nuclearplatten sichtbar zu machen. Es ergibt sich eine unregelmäßige Verteilung.

Der Vergleich der Radium- und Thoriumgehalte und der Gesamtaktivität verschiedener gesteinsbildenden Mineralien mit den Werten des Muttergesteins (letztere als Einheit mit 1 gesetzt) ergibt bei einem Tonalit (Granodiorit) aus Californien (Lakeview), nach Angaben von *Keevil* und *Larsen* (58) folgendes Bild:

Radiumgehalt $\times 10^{13}$, *Thoriumgehalt* $\times 10^{6}$

Tonalit 4·9	4·0		
Mineral	Relativer Gehalt an		Relative Gesamtaktivität
	Radium	Thorium	
Quarz	0·22	0·15	0·2
Plagioklas	0·20	0·38	0·3
Magnetit	0·66	0·76	0·8
Biotit	0·69	0·13	0·5
Hornblende	0·79	1·04	1·0
Apatit	61	71	70
Titanit	289	335	340
Zirkon	439	500	515

Die Messungen von *E. Picciotto* (57) bei den Mineralien eines Vogesengranits ergeben folgende Werte für die relative Gesamtaktivität.

Quarz (mit Einschlüssen, Rissen usw.)	0·3,	Apatit (im Biotit)	100·0
Plagioklas (ohne Einschlüsse)	1·0,		
Biotit (ohne Einschlüsse)	1·7,	Zirkon (im Biotit)	8000·0
Erz (im Biotit)	65·0,		

Obzwar bei den relativen Aktivitätswerten von Zirkon und auch von Biotit größere Unterschiede zwischen den verschiedenen Gesteinen (Tonalit, Kalifornien, und Vogesengranit) auftreten, ist die Übereinstimmung zwischen den Angaben von *Keevil* und *Larsen* und *Picciotto* soweit befriedigend, daß folgende Reihung der gesteinsbildenden Mineralien, geordnet nach steigender Aktivität, gegeben werden kann:

Quarz, Plagioklas, Biotit, Hornblende, oxydisches Erz, Apatit, Titanit, Zirkon.

Leider wurden bei den bisherigen Untersuchungen die Minerale der Klinozoisit-Orthitgruppe, Kalifeldspat und Xenotim zu wenig berücksichtigt. Da letzteres Mineral leicht mit Zirkon verwechselt werden kann, müßten besondere Prüfungen über die Identität der bisher als Zirkon untersuchten Gemengteile vorgenommen werden. *O. Hutton (60)* weist in einer Arbeit darauf hin, daß bei Graniten aus Neuseeland Verfärbungshöfe im Biotit stets um Xenotim- und nicht um Zirkoneinschlüsse auftreten. Auch Thorianitkriställchen wurden als radioaktive Einschlüsse in Graniten von der Bretagne mit Hilfe photographischer Platten von *R. Coppens* (61) erkannt. In den Tauerngneisen konnten wir auf Grund von Dünnschliffen (zum Teil aus eigenen Aufsammlungen, zum Teil aus dem Probematerial von *O. Thomas)* Verfärbungshöfe in Biotit vorzugsweise um Orthit, um ein xenotimähnliches Mineral, das nicht eindeutig von Zirkon unterschieden werden konnte, und um dunkle Erzeinschlüsse beobachten. Auch Klinozoisit, der aus Orthit hervorgegangen ist, gibt zu Hofbildungen Anlaß. Vorwiegend sind es die Syenitgneise, ferner aplitische und injizierte Gneise, welche Verfärbungshöfe in größerer Zahl erkennen lassen. Von solchen Gesteinen seien hier genannt: Zweiglimmergneis (aplitisch injiziert) vom Baukarlriegel (Radhausberg): Höfe um Orthit und Zirkon. Aplitischer Gneis und Schachbrettalbitgneis aus dem Siglitz-Unterbaustollen (aus dem Gebiet der Gneis-Schiefer-Grenze): Höfe um dunkles Erz und Orthit?. Aplit aus dem Syenitgneis gegenüber Schleierfall (Naßfeldertal). Höfe um Orthit-Klinozoisit. Biotitreicher Injektionsgneis von den Nordwänden der Romaten: Höfe um Orthit, Zirkon, dunkles Erz. Gneisgranit vom Ebeneck (Hinterstes Anlauftal): Höfe um größere Xenotim- oder

Zirkoneinschlüsse im Biotit. Injizierter Zweiglimmergneis von der zweiten Brücke hinter dem Kesselfall (Naßfelder Tal): Höfe um Orthit-Klinozoisit.

Leider sind die vorliegenden Höfe für Messungen nicht geeignet, so daß nicht entschieden werden kann, ob Glieder der Radium- oder Thoriumreihe vorliegen. *R. Schwinner* (62) will auf Grund von radioaktiven Höfen in den Tauerngneisen paläozoisches Alter annehmen, doch ist dieser Schluß nicht zwingend, da *H. Hirschi* (63) zeigen konnte, daß prächtig entwickelte Höfe auch in relativ jungen (posttriassischen) Dolomiten von Feldbach im Binnental (Schweiz) auftreten.

Nach Untersuchungen von *E. Picciotto* (57) sind die radioaktiven Substanzen in den gesteinsbildenden Mineralien nicht nur kristallchemisch eingebaut, sondern sie finden sich auch vielfach in Form von ultramikroskopischen Einschlüssen und in Rissen und Sprüngen verteilt.

Erst unter Berücksichtigung dieses dispersen Auftretens läßt sich ein umfassendes Bild über die Gesamtverteilung der radioaktiven Stoffe in einem Gestein gewinnen. Bei einem Granit von Lac Blanc (Vogesen) ergibt sich nach *Picciotto* folgende Gliederung:

1. Konzentration in selbständigen aktiven Einschlußmineralien (Zirkon, Apatit usf.). 54% der Gesamtaktivität.

2. Dispers verteilte aktive Substanzen (inklusive ultramikroskopischer Einschlüsse). 28% der Gesamtaktivität.

3. Aktive Substanz in Rissen, Sprüngen und Klüften. Etwa 18% der Gesamtaktivität. Die Anreicherung in Rissen geht Hand in Hand mit der Konzentration von dunklem, opaken Erz in Begleitung von Epidot. Die unter 3. angeführte Anreicherung soll nach *Picciotto* durch einen sekundären Vorgang (hydrothermale Lösungen) bewirkt werden.

Aus dieser Arbeit von *Picciotto* geht also hervor, daß ein Teil der radioaktiven Substanz dispers und in Frakturen (Risse, feine Klüfte) in den gesteinsbildenden Mineralien und im Gestein eingelagert ist. Die relativ hohe Aktivität der Tauerngneise liegt offenbar darin begründet, daß Orthit, Xenotim-Zirkon und radioaktive Titanmineralien enthalten sind, auch dürfte der hohe Kaliumgehalt eine gewisse Rolle spielen. Auf einen Zusammenhang von Aktivität und Kaliumgehalt bei Schweizer Gneisen hat schon *Hirschi* hingewiesen [1]. Es ist auch bekannt, daß nicht die kieselsäurereichsten

[1] Dabei muß auch die Eigenaktivität des Kaliums berücksichtigt werden, welche nach neueren Untersuchungen von *E. Gleditsch* und *T. Graf*, Physical Rev. Vol. 72, 640, 641 (1947) und Vol. 74, 831, 1199 (1948), bedeutend höher ist als ursprünglich angenommen wurde.

Gesteine den größten Radium- bzw. Urangehalt besitzen, sondern syenitische und biotitreiche Injektionsgesteine, in welchen Zirkon-Xenotim und Orthit-Titanit besonders angereichert sind [1].

Die folgende Tabelle soll die Aktivitätsverteilung bei Tauerngneisen und solchen aus der Schweiz erläutern.

Tauerngesteine (56, 65):	10^{-12} g Ra pro g Gestein
Porphyrartiger Granitgneis (Tauerntunnel-Süd) Durchschnitt	2·95
Porphyrartiger Granitgneis (Tauerntunnel-Nord) Durchschnitt	3·6
Hochalmgranit	2·9
Granodiorit	2·0
Quarzglimmerdiorit	1·8
Biotitreiche Schliere (Tauerntunnel)	3·6
Injizierter Biotitgneis	3·7
Flasersyenit	70 !
Schweizer Gesteine	
Aare-Massiv (64):	
Zentrale Granite (Durchschnitt)	7·5
Mittagfluhgranit (randliche Intrusion)	12·1
Puntaiglasgranit (Biotitamphibolgranit)	5·4
Kalisyenit (Giufstöckli)	11·6
Kalisyenit vom Val Giuf	10·6
Gotthardmassiv (66):	
Granitgneise vom Gotthard-Tunnel (Durchschnitt)	6·9
Gamsboden-Granitgneis porphyrisch	6·03
Rotondo-Granit	4·62
Fibbia-Granit (vergneist-porphyrisch)	3·14
Medelser Granit (porphyrisch)	2·51
Granitische Gesteine (Durchschnittsgehalt) *Senftle* und *Keevil*, 1947	1·395

Aus dieser Tabelle ist vor allem die relativ hohe Aktivität der alpinen Orthogesteine abzulesen. Dabei haben die Schweizer Granite, Syenite und Gneise höhere Radiumgehalte, besonders eine aplitgranitische Intrusionszone des Mittagfluhgranites (67), als die Tauerngesteine und diese wieder dreimal so hohe als der Durchschnitt der granitischen Gesteine nach neuen Messungen von *Senftle* und *Keevil* (1940). Nach Angaben von *G. Kirsch* (3 d) besitzt der Syenitgneis aus dem Naßfelder Tal die 20 bis 30fache Aktivität des Zentralgneises, während nach unveröffentlichten Messungen von *E. Pohl* (Dissertation, Innsbruck) die Aktivität von Syenitgneisproben aus dem Radhausberg-Unterbaustollen etwa dreimal so groß ist, wie die des porphyrartigen Zweiglimmergneises der Umgebung. Die

[1] Nach *Hirschi* (64) reichern sich Zirkon und Orthit in den Kalisyeniten des Val Giuf lokal stark an, vielfach „als Folge von fluidalen und dynamisch-texturellen Vorgängen. Es gibt bestimmte radiumreiche Gesteinszonen".

höheren Radium- und Urangehalte [1] des Syenitgneises würden vielleicht ausreichen, aus ihnen die unbedeutenden Urankonzentrationen in den Uransilikaten und Sulfaten des Unterbaustollens abzuleiten, doch liegt gerade der Syenitgneis im Hangenden der betreffenden Vorkommen und es ist schwer vorstellbar, daß deszendente Tagwässer den aktiven Mineralien Orthit, Xenotim und Zirkon das Uran entzogen haben, da diese schwer löslich sind. Lösungsversuche mit Wasser, welches mit Kohlensäure gesättigt war, haben außerdem erwiesen, daß nur sehr geringe Mengen Radium aus Granitpulver ausgelaugt werden können (56). Dazu kommt noch, daß der Urangehalt bei den bisher analysierten Orthiten (aus Pegmatiten) relativ klein gegenüber dem Thoriumgehalt ist [2]. Als zweite Möglichkeit kommt eine Herleitung des Urans aus uranhältigen Erzen oder bituminösen bis kohligen Schiefern in Betracht. Uranpecherz wurde in den Goldlagerstätten der Umgebung aber nicht gefunden, und die bekannten Erze erwiesen sich bei Prüfung durch ein Beta-Zählrohr als praktisch inaktiv. Graphitische und kohlige Schiefer treten zwar untergeordnet in den Einschaltungen der Schieferhülle zusammen mit Graphitquarziten auf und besitzen auch kleine Spurengehalte von Uran (fluoreszenzanalytisch nachgewiesen), doch liegt kein direkter Anhaltspunkt vor, daß die hydrothermalen Lösungen durch solche kohlige bis graphitische Lagen und Schmitzen hindurch gewandert wären.

Eine Mobilisation des Urans aus dispersen, aktiven Beimengungen und gesteinsbildenden Mineralien: Orthit, Zirkon-Xenotim, wäre durch metamorphe Vorgänge leichter zu verstehen als durch reine Lateralsekretion, doch bleibt in diesem Falle wieder der zeitliche Abstand zwischen der Metamorphose und der späthydrothermalen Abscheidung der sekundären Uranmineralien ungeklärt.

So bleibt für eine Deutung der Herkunft noch als letzte Möglichkeit ein telemagmatischer Ursprung des Urans. Auch hiefür läßt sich ein exakter Beweis nicht erbringen, doch kann in diesem Zusammenhang auf den relativen Radiumreichtum junger (tertiärer) Granite und Orthitgesteine aus dem Bergell hingewiesen werden, wo nach *Hirschi* (27) eine ähnliche Mineralvergesellschaftung von Uranotil mit Zeolithen beobachtet wurde. Die Frage, ob ein nicht sichtbarer junger Pluton auch im Gebiet von Badgastein in der Tiefe aufgedrungen ist und von dort her postmagmatische Restlösungen mit

[1] Leider sind wir bis jetzt nur auf indirekte Uranbestimmungen auf Grund von Radioaktivitätsmessungen in den Gesteinen angewiesen. Es fehlen direkte Urananalysen.

[2] In einer Arbeit von *J. Putnam Marble* (Amer. Mineralog. 1950, 35, 845) wurde ein Allanit aus einem Pegmatit in Granodiorit von Greenwich, Massachusetts, analysiert. Der Gehalt an Uran beträgt 0·095%, der an Thorium 1·53%.

radioaktiven Stoffen und vielleicht auch Fluor abwandern, wird mit den uns zur Verfügung stehenden Mitteln und Methoden zunächst nicht beantwortet werden können. Nach dem Urannachweis im Reissacherit durch *Karlik* und in den Kalkopalsintern und Kalksintern der Gasteiner Quellspalten von *Scheminzky* und *Grabherr* ergibt sich, daß das Gasteiner Thermalwasser Uran in kleinen Mengen mit sich führen muß; der quantitative Urannachweis im Thermalwasser wird eben von *F. Hernegger* (Radiuminstitut) untersucht. Das in den Gasteiner Thermen nachgewiesene Fluor (bis zu 5·06 mg/kg, nach neuen Bestimmungen von *H. Ballczo* (31), ist unseres Erachtens wahrscheinlich ebenfalls aszendenter Herkunft. Die Bildung fluorhaltiger Uranyl-Karbonat-Sulfate geht noch in der allerjüngsten Zeit (im Stollen seit dem Jahre 1942) vor sich, woraus geschlossen werden kann, daß ein geringer Uran- und Fluorgehalt in der zirkulierenden Gesteinsfeuchtigkeit im Radhausberg-Unterbaustollen vorhanden ist. Tatsächlich konnte *H. Ballczo* (31) auch einen Fluorgehalt von 3·3 mg/kg im Stollensickerwasser dieses Stollens nachweisen.

Über die Einordnung der pegmatoiden und aplitischen Injektionen mit ihrem Stoffbestand an seltenen Elementen.

Gemäß den Anschauungen von *Stille* (68) über die Orogenese und geologische Zyklen hat *W. Wahl* (69) in einem beachtlichen Aufsatz eine Zuordnung bestimmter geochemischer Eigentümlichkeiten zu bestimmten orogenetischen Zyklen versucht. Er findet in der Periode der Kulmination der Faltung und der großen Überschiebungen spätorogene durch Ultrametamorphose entstandene Granite bzw. Gneise und serorogene palingene Granite, welche alle die flüchtigen Teile der Sockelpartien der Gebirgsmasse und alle von unten nach aufwärts wandernden flüchtigen Bestandteile aus tieferen Magmen in sich aufgenommen haben und deshalb oft in Pegmatite übergehen. Letztere enthalten dann häufig seltene Erden, Thorium und Uran angereichert, während die früheren primorogenen Granite arm an diesen Elementen und den betreffenden Mineralien sind. *H. P. Cornelius* (70) hat weiter darauf hingewiesen, daß der Mineralbestand der Pegmatite des Veltlin und seiner Nachbartäler (Bergell) folgende Gesetzmäßigkeit zeigt: Ältere Pegmatite der Tonalezone führen Turmalin, manchmal Granat und sind arm an seltenen Elementen, während die jüngere Gruppe der Pegmatite (Bergell, Val Codera, Bellinzona, Olgiasca am Comersee) häufig blauen Beryll (71), Molybdänglanz, Orthit und neben Spuren von Uranpecherz (28) auch Uranglimmer (72) und Uranylsilikate: Uranotil (27), Uranophan, uranylhaltigen Glasopal (44) enthalten. Die Mineralvergesellschaftung der pegmatoiden

und aplitischen Injektionen unseres Gebietes entspricht teilweise diesen jüngeren Pegmatiten. Vor allem ist das Auftreten von blauem Beryll und Molybdänglanz das gleiche. Auch Orthit kommt beim Bärenfall (Naßfelder Tal) in aplitischen Injektionen des Syenitgneises vor. Es fehlen allerdings Pegmatite mit Uranpecherz und Uranglimmer, wie sie in der Schweiz und in Oberitalien vorkommen.

Über das Alter der pegmatoiden Bildungen aus unserem Gebiet läßt sich nur aussagen, daß sie zum Teil in der Schieferung liegen, zum Teil diese auch quer durchadern, also offenbar im Zeitraume anschließend an die Schieferung entstanden sind. Es erscheint durchaus möglich, daß ihr Stoffbestand an seltenen Elementen aus älteren voralpinen Gesteinen durch Tiefenmetamorphose oder palingene Resorption vielleicht syenitischer bzw. granodioritischer Gesteine herstammt.

Die Quellabsätze der Gasteiner Thermen.

In den Quellspalten und Reservoirs der Thermen von Badgastein finden sich eine Reihe von Sinterablagerungen, welche man leicht nach chemisch-mineralogischen Gesichtspunkten gliedern kann. Es liegen verschiedene Absätze vor, die eigentlich nicht als selbständige Mineralien bezeichnet werden können, sondern in den meisten Fällen Gemenge von Mineralgelen mit chemischen Absätzen, aber auch mit sandigen Einschwemmungen (Reissacherit). Es wird folgende Übersicht gegeben:

1. Kalksinter, weißlich bis gelbbraun. In Form von Tropfsteinen, röhrenförmig, schalig, auch als Zäpfchensinter entwickelt.

Fluoreszenz hellweißlich bis gelblich mit kräftigem und langem Nachleuchten. Diese Bildungen besitzen oft einen nicht unbedeutenden Strontiumgehalt. (Siehe die Arbeit von *E. Dittler* und *Abrahamczik* [4 a].)

Eine besondere Bildung (unter der Mitwirkung von Blaualgen und Bakterien entstanden) ist der Warzen- oder Knöpfchensinter.

Scheminzky und *Grabherr* (73, 74) haben die Warzen- und Knöpfchensinter eingehend untersucht, auch quantitativ auf Uran. Außerdem haben *Scheminzky* und *Rüling* noch die Aktivität der Sinter mit Kernplatten geprüft.

2. Kalkopalsinter (Fledermausquelle). Weißliche bis graue Abscheidungen von Kalksubstanz, vermengt mit gelartiger Kieselsäure.

Diese Bildungen zeigen teilweise eine schön grüne Uranylfluoreszenz mit den entsprechenden Banden im Fluoreszenzspektrum (24), bedingt durch einen wahrscheinlich adsorptiv festgehaltenen Gehalt an Uranylkomplexverbindungen (Sulfat oder Silikat?).

Der Urangehalt der Kalkopalsinter ist von *Scheminzky* und *Grabherr* mit 10^{-3} g U/g festgestellt worden (vgl. die in der vorliegenden Festschrift erscheinende Arbeit).

3. Kieselsinter, zum Teil tonerdehaltig.

Weißliche bis graue rahmartige Abscheidungen. Hauptsächlich von der Franz-Josefs-Quelle. Diese Sinter sind wahrscheinlich unter der Mitwirkung von Bakterien entstanden und enthalten Silber (4 a) und ein Teil auch Chrom neben anorganischen und organischen Hauptbestandteilen. Eine Analyse wurde von *E. Dittler* und *Abrahamczik* (4 a) ausgeführt.

4. *Reissacherit:* Eisen- und manganhaltige Ablagerungen mit zahlreichen metallischen Spurenelementen, auch mit radioaktiven Substanzen, welche größtenteils wahrscheinlich adsorptiv gebunden sind (4 a). Auch diese Bildungen sind voraussichtlich unter der Mitwirkung von Eisen-Manganbakterien entstanden (75).

Reissacherit ist ein Gemenge von verschiedenen gelartigen und teils chemisch, teils adsorptiv gebundenen, teils mechanisch beigemengten (sandigen) Anteilen. Deswegen zeigen die Analysen auch eine sehr schwankende Zusammensetzung und sind nur zum Teil verwendbar. Als Fundorte kommen nicht nur die Quellaustritte, sondern auch verschiedene Kluftfüllungen ehemaliger Thermalspalten in Gastein in Frage.

5. Verschiedene Sulfatabsätze und Ausblühungen von der Fledermausquelle (siehe *H. Ballczo* [76]) mit vorwiegend Kupfer-Eisensulfat, Natriumsulfat bzw. Kaliumsulfat mit Lithium, Arsen, Silber, Uran und Chlor als Anion.

Auch Germanium konnte von *H. Ballczo* chemisch und von *Fr. X. Mayer* spektralanalytisch nachgewiesen werden.

Die Spurenelementvergesellschaftung in den Quellabsätzen von Badgastein und Umgebung.

Obzwar in einigen Arbeiten der letzten Zeit von *H. Leitmeier* (41 a, b) die Ansicht vertreten wird, daß weder der Stoffbestand der Gasteiner Thermen, noch die Spurenelementvergesellschaftung in den Kluftmineralen etwas Sicheres über die Genesis besagen, so ist die Bestimmung der Spurenelementverteilung (Mikroparagenese) sowohl in Thermen als auch in Mineralien und Erzen dennoch nicht ohne Bedeutung für die geochemische Kennzeichnung unseres Gebietes im Vergleich zu anderen Thermen, Mineral- und Erzlagerstätten innerhalb und außerhalb des alpinen Bereiches. Das zeigen auch Arbeiten anderer Forscher, welche ebenfalls die Elementvergesellschaftung in

Thermen (77) und Erzen (78) sogar für genetische Schlußfolgerungen bis zu einem gewissen Grade mit Vorteil benützen konnten. Wir wollen aber trotzdem die kritischen Bemerkungen von *H. Leitmeier* gerne gelten lassen, soweit sie zu einer vorsichtigen Beurteilung des vorgefundenen Tatbestandes mahnen.

Die für die Spurenelementbestimmung gegebene Methode ist die spektral-analytische, welche dank der Mitarbeit von Prof. *A. Gatterer*, Dozent *Fr. X. Mayer* und Dr. *E. Schroll* in größerem Umfang für unsere Untersuchungen herangezogen werden konnte. Die Aufnahmen wurden von *A. Gatterer* mit einem Zeiss-3-Glas-Prismen-Spektrographen (Gebiet: 4700—3880 Å) und mit einem Zeiss-Qu-24-Quarzspektrographen (Gebiet: 4700—2200 Å) im Gleichstrombogen mit Ruhstrat-Kohlen auf Ferrania fotomeccanica Platten, die von *Fr. X. Mayer* und *E. Schroll* mit einem Zeiss-Qu-24-Spektrographen zum Teil im mechanischen Abreißbogen, zum Teil mit einem Pfeilsticker-Hochfrequenzabreißbogen mit Ruhstrat-Kohlen und Elektrolytkupfer auf Perutz-Silbereosin, Kodak-Spezialplatten durchgeführt [1].

Zunächst soll die letzte ausführliche Reissacheritanalyse von *E. Dittler* und *E. Abrahamczik* (46), durch spektrographische Aufnahmen von *H. Haberlandt* ergänzt (großer Fuess-Spektrograph, Radiuminstitut), und Messungen über den Gehalt an radioaktiven Elementen (Wiener Radiuminstitut) angeführt werden.

1. Reissacherit-Elisabethstollen. Bezogen auf rückstandsfreie bei 110° getrocknete Substanz.

SrO	0·5 — 1·0%	Ag	0·0034
CuO	0·33%	Au	0·7 g/t
PbO	0·139	F	0·01 — 0·001
ZnO	0·099	ThO_2	$1{\cdot}32\times10^{-3}$ g/Gramm[1]
As_2O_5	0·001	Ra	$5{\cdot}66\times10^{-8}$ g/Gramm
Bi_2O_3	<0·001%	U	$4{\cdot}6\times10^{-5}$ g/Gramm[2]
Sn	<0·001		

Zum Vergleich die Werte von *H. Mache* (56) für Th und Ra auf Grund von Emanationsbestimmungen.

Th $3{\cdot}97\times10^{-3}$ g Th/Gramm Reissacherit [3]
Ra $2{\cdot}92\times10^{-9}$ g Ra/Gramm Reissacherit

2. *Reissacherit aus dem Straubinger Reservoir* (gesammelt von *J. Knett*, 1913). Rudolfsquellenwasser.

a) Spektrographische Aufnahmen von *A. Gatterer* unter anderem:

[1] Dieser Thoriumwert, auf Grund der Emanationsmethode von *H. Pertz* im Radiuminstitut bestimmt, dürfte einer Korrektur bedürfen, da wahrscheinlich Mesothorium vorhanden ist. Eine spektrographische Analyse ergab einen Th-Gehalt unter 0·1%.

[2] Von *B. Karlik* im Radiuminstitut mit der Fluoreszenzmethode bestimmt.

[3] Inklusive Mesothorium wie bei [1].

In größerer Menge vorhanden: Mangan, Eisen, Silicium.

Sehr deutliche Spuren: Titan, Kupfer, Blei, Strontium, etwas weniger Barium.

Deutliche Spuren: Zink, Zinn, Wismut, Chrom, Gallium, Beryllium, Rubidium, Lithium.

Geringe Spuren: Silber, Molybdän, Vanadin, Arsen, Germanium, Ytterbium (0·001%), Antimon, Kobalt? Nickel? Gold?

Nicht erkennbar: Indium.

b) Spektrographische Aufnahmen von *Fr. X. Mayer.*

Vorhergehende chemische Anreicherung *(H. Haberlandt)* und Elektrolyse *(F. X. Mayer).* Auflösung der Probe mit konzentrierter HCl (unter Chlorentwicklung).

b_1) *Salzsäureunlöslicher Rückstand:* Unter dem Mikroskop identifiziert. Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit, Chlorit, Zirkon und Xenotim?

Spektrographisch nachweisbar, unter anderem: Sn, Zr, Ti, Ga, Li (angereichert), andere Spurenelemente zurücktretend.

b_2) *Salzsäurelösliches Filtrat:* Im Eindampfrückstand feststellbar. Neben Mangan und Eisen, unter anderem: Ti, Sn, As.

Aufarbeitung des Filtrates unter Zusatz von Schwefelsäure, Eindampfung zur Trockne, Aufnahme mit destilliertem Wasser.

Elektrolyse der schwach schwefelsauer gemachten Lösung.

Die dabei verwendeten Platinelektroden wurden im Funken aufgenommen und folgende Elemente nachgewiesen.

Auf der Kathode: Mn, Pb, Cu, Sn, Ti.

Auf der Anode: Mn, Pb.

Der Rückstand der schwefelsauren Lösung wurde mit Königswasser behandelt und eingedampft. Eine spektrographische Aufnahme ergab: *Ba, Pb, Be,* Sr, Cu, Sn, Bi, Ti.

Der in Königswasser unlösliche Rückstand ergab: Neben Mangan unter anderem: Be, As.

3. Zum Vergleich: Ältere Bestimmungen von Spurenelementen in Reissacheritproben von der Rudolfsquelle durch *Mache, Bamberger* (56).

Chemische Analyse: (Bamberger).	*Emanationsmessung: (Mache).*
CuO 0·65%	4988×10^{-5} g Th[1]/Gramm Reissacherit
ThO_2 0·14%	4473×10^{-10} g Ra/Gramm Reissacherit

[1] Wie *Mache* selbst angibt, dürften die Thoriumwerte auf Grund der Emanationsmessungen zu hoch sein, da die Anwesenheit von Mesothorium eine Korrektur notwendig macht.

Qualitativ nachweisbar: In Spuren Sr, Pb, As, Zr, Au.

Zusammenfassend kann auf Grund der bisherigen Analysen folgender Spurenelementgehalt in den Gasteiner Reissacheriten angegeben werden: Sr, Ba, Ti, Cu, Pb, Zn, Sn, Bi, Cr, Ga, Be, Ag, Mo, V, As, Ge, Yb, Zr, Th, Ra, U, Sb, Rb, Li.

Die Herkunft des Mangans und der Spurenelemente soll nun kurz diskutiert werden. Von den Hauptbestandteilen des Reissacherits ist das Mangan nicht aus den Pyriten der Gasteiner Gegend ableitbar, da diese nach spektralanalytischen Untersuchungen von *E. Schroll* sehr manganarm sind. Hingegen ist die Zinkblende und der Siderit aus dem Siglitz-Pockhart-Erzrevier reich an Mangan, so daß beide Mineralien als Manganlieferanten in Frage kommen, wenn man eine Auslaugung von Erzlinsen durch die Gasteiner Thermen annehmen will.

Titan, Gallium, Germanium, Vanadin, Chrom, Ytterbium und Zirkon werden wenigstens zum Teil in beigemengten Mineralien des Reissacherites enthalten sein.

Ebenso dürfte ein Teil der im Reissacherit vorgefundenen Spurenmetalle: Kupfer, Blei, Zink, Silber, Wismut, Arsen und Molybdän sich in beigemengten oder eingeschwemmten Erzkörnern vorfinden, oder aus solchen durch das Thermalwasser herausgelöst und im Reissacherit durch Adsorption angereichert worden sein. Am schwierigsten ist die Herkunft des Zinns zu deuten.

Auf Grund der spektrographischen Analysen kommt es sowohl im Reissacherit der Rudolfsquelle als auch in dem der Elisabethquelle in einer Menge vor, die wahrscheinlich größer ist, als der auf Grund der chemischen Analyse gefundene Wert (0·001%). Da zunächst der Verdacht einer Einschleppung des Zinns durch verzinnte Röhren in den Gasteiner Quellschächten nahelag, wurde auch ein Reissacherit aus dem Reissacherstollen, direkt vom Quellursprung entnommen, spektralanalytisch geprüft. Sowohl in diesem Absatz als auch in einem Kieselsinter von der Franz-Josefs-Quelle wurde Zinn festgestellt. Dieses Element ist auch andernorts in vielen Thermalquellen und Mineralwässern nachgewiesen worden und kann telemagmatischer Herkunft sein. Zinn wurde aber auch im Bleiglanz (Stollen beim Hotel Europe) und im Kupferkies (Felswand hinter Hotel Austria) in Spuren von *E. Schroll* spektralanalytisch bestimmt und gerade vom letzteren Fundort liegt ein zinnhaltiger Reissacherit vor (siehe später).

Auch in gesteinsbildenden Mineralien ist Zinn spektralanalytisch festgestellt worden, so in Glimmern von *L. H. Ahrens* (79) und im Glimmer und Feldspat der Granite aus dem Harz von *J. Ottemann* (80). Es ist daher nicht ganz auszuschließen, daß der relativ kleine

Zinngehalt des Reissacherits sekundär aus zinnarmen Eisen oder auch aus gesteinsbildenden Mineralien herstammt, z. B. Rutil, siehe Tab. 6.

L. Strock (77) weist darauf hin, daß Zinn in vierwertiger Form stabile, lösliche Anionenkomplexe, z. B. als Ca ($SnO[CO_3]_2$) bildet und erklärt so seine Anreicherung im Thermalwasser von Saratoga-Springs, USA. (0·032 mg pro Liter). Ebenso hält *Strock* beim Beryllium die Existenz stabiler Anionenkomplexe in Thermalwässern für möglich. Beryllium wurde in verschiedenen Mineralquellen (81) und Quellabsätzen (82) analytisch festgestellt.

Für die Anreicherung mancher Spurenelemente im Reissacherit kann auch die Mitwirkung von Bakterien maßgebend sein, da in diesem Scheiden von Eisenbakterien von *S. Stockmayer* (75) nachgewiesen wurden.

Ähnliche Anreicherungsvorgänge dürften auch für den Silbergehalt des Gasteiner Kieselsinters von der Franz-Josefs-Quelle gelten (83).

Eine besondere Rolle wird der Adsorptionsfähigkeit des Eisen- bzw. Manganoxydhydratgeles für radioaktive Stoffe zuzuschreiben sein und so erklärt sich wohl die Anreicherung von Radium im Reissacherit, worauf bereits *H. Mache* hingewiesen hat. Das Mißverhältnis von relativ wenig Uran zu viel Radium im Reissacherit stimmt mit dem noch unveröffentlichten Befund von *Fr. Hernegger* (Wiener Radiuminstitut) über den Urangehalt des Gasteiner Thermalwassers überein, wonach relativ sehr wenig Uran gegenüber dem Emanationsgehalt vorhanden ist.

Wenn die Spurenelementvergesellschaftung in den Gasteiner Reissacheriten verglichen wird mit der in den Mineralien und Erzen der Umgebung gefundenen, so ergibt sich eine gewisse Analogie. Trotzdem bleibt die relativ sehr große Anreicherung von Mangan und eine gewisse Konzentration von Zinn auffallend.

Ein Vergleich der Gehalte von Spurenelementen in den Gasteiner Thermen mit denen der Reissacherite ist nicht vollständig möglich, weil zu wenig moderne Bestimmungen vorhanden sind.

Die letzte veröffentlichte Analyse wurde von *E. Ludwig* und *Th. Panzer* (84) im Jahre 1900 durchgeführt (Elisabethquelle). Herrn Prof. *Scheminzky* verdanken wir eine auf Grund neuerer Untersuchungen des Forschungsinstitutes Gastein ergänzte und umgerechnete Ausfertigung der Analyse vom 8. Juni 1940, ebenfalls von der Elisabethquelle (Hauptaustritt), welche bisher nicht veröffentlicht wurde.

Von dieser Analyse geben wir in folgender Zusammenstellung die Gehalte in mg/Kilo an.

Kationen		Anionen	
$K^{\cdot}$	3·4	NO_3'	0
$Na^{\cdot}$	77·6	NO_2'	0·1
$Li^{\cdot}$	0·22	Cl'	25·7
NH_4	0	F'	4·95
$Ca^{\cdot\cdot}$	21·5	SO_4''	130·1
$Sr^{\cdot\cdot}$	0·47	S_2O_3''	0·55
$Ba^{\cdot\cdot}$	0·014	HPO_4''	0·195
$Mg^{\cdot\cdot}$	0·39	HCO_3'	56·68
$Fe^{\cdot\cdot}$	0·42	H_2SiO_3	75.4
$Mn^{\cdot\cdot}$	0·1	HBO_2	4·97
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	0·2	CO_2 (frei)	5·4
		H_2S (frei)	0

Als Spurenelemente sind ferner nachgewiesen: Arsen (0·00143 mg $HAsO_4''$), Caesium (0·0001 mg), Rubidium (0·0001 mg), Titan (0·0001 mg).

Radioaktivität: Bestimmungen von *F. Hernegger* (Radiuminstitut, Wien).

Radiumemanation (Bestimmung von *Rüling*, Innsbruck): 67·6 Millimikrocurie pro Liter, gleich rund 187 M. E.

Radium: $62 \cdot 10^{-12}$ g/Liter.

Uran: $0{\cdot}18 \cdot 10^{-6}$ g/Liter.

Fluorbestimmungen wurden mit neuen Methoden von *R. Bisanz* und *E. Kroupa (85)* und *H. Ballczo* (76) in verschiedenen Thermalquellen Gasteins ausgeführt.

	R. Bisanz und *E. Kroupa*, 1939	*unveröffentlicht* *E. Kroupa*, 1939	*H. Ballczo*, 1949
Elisabeth-Quelle			
F in mg/kg	2·79	4·94	4·96

Die alten Werte von *Ludwig* und *Panzer* und der unveröffentlichte Wert von *R. Bisanz* und *E. Kroupa* für Fluor dürften infolge Unzuverlässigkeit der angewendeten Methode zu niedrig sein. Die neuen Werte von *E. Kroupa* (1939 unveröffentlicht) und *H. Ballczo* (1949) stimmen ausgezeichnet überein. Verglichen mit Fluorgehalten in anderen Wässern können die Gasteiner Thermen als fluorreich bezeichnet werden. So enthält nach *Th. v. Fellenberg* (86) die fluorreichste Mineralquelle der Schweiz 4·13 mg F im Liter und nur 22% der untersuchten Schweizer Mineralwässer hatten einen Fluorgehalt von über 1 mg F im Liter. Interessant ist die Angabe *Fellen-*

bergs, daß diese fluorreichen Mineralwässer in der Regel Glaubersalzwässer sind.

Fellenberg gibt auch den Fluorgehalt des Mineralwassers von Vichy (französisches Zentralplateau) zu 5·40 mg/Liter an. Das ist ein ähnlicher Wert wie der im Thermalwasser von Badgastein. Die Herkunft des Fluors könnte auch dort telemagmatisch gedeutet werden.

Über die Spurenmetallgehalte in den Gasteiner Thermen liegen aus neuerer Zeit nur die Untersuchungen von *E. Abrahamczik* (87) vor. Er fand nach Anreicherung durch künstliche Permutite folgende Metallgehalte in der Rudolfsquelle:

Angaben in Milligramm pro Liter.

Zn 0·01, Cu 0·001, Pb 0·0005, Ag 10^{-5}, Sn $< 10^{-8}$, Au $< 10^{-9}$

Zum Vergleich führen wir einige Metallgehalte von anderen Thermalquellen aus einer Zusammenstellung von *St. Miholic* (88) an.

Angaben in Milligramm pro Liter.

	Zn	Cu	Pb	Sn
Sicheldorf (Jugoslawien)	0·0839	0·0070	0·0174	0·0020
Gabernik (Jugoslawien)	0·0514	0·0111	0·0183	0·0140
Kostrivnica (Jugoslawien)	0·0543	0·0232	0·0071	0·0082
Pyrmont (Deutschland)	0·115	0·49		
Alexisbad (Deutschland)	1·73	4·48		
Aachen (Deutschland)	0·14	0·04		
Rippoldsau (Deutschland)		0·08	0·02	0·02 (Durchschnitt)

Im Vergleich zu den Metallgehalten dieser Wässer liegen die Werte bei der Rudolf-Quelle für Zink, Kupfer, Blei und Zinn wesentlich niedriger. *Miholic* (89) hat in einer anderen Arbeit die These aufgestellt, daß das vorwiegend vorhandene Metall für eine bestimmte geologische Altersphase der Bruchspalten, in denen die entsprechenden Thermalwässer aufgedrungen sind, charakteristisch ist. So würden ältere alpine Bewegungen (Kreide und Alttertiär) mit Mineralwässern, die vorwiegend Zink enthalten, in Verbindung stehen, während solche mit Bleivormacht mit jüngeren miocänen alpinen Bewegungen Hand in Hand gehen sollen. Auf Grund des vorhandenen Materiales würden wir es aber für verfrüht halten, Schlüsse solcher Art für die Gasteiner Thermen zu ziehen, da noch zu wenig zuverlässige Bestimmungen vorliegen.

Von *H. Mache* (90) wurde besonders darauf hingewiesen, daß der an den Quellmündungen sich bildende Reissacheritschlamm die Eigenschaft hat, das Radium (und Mesothorium) zu adsorbieren und anderseits wegen seines lockeren Gefüges die aus diesem Radium (und Mesothorium) entwickelte Emanation ganz besonders leicht und vollständig an das Thermalwasser abzugeben. Daraus erklärt sich ein relativ hoher Emanationsgehalt knapp vor dem Austritt der Quellen.

Die relative Armut der Gasteiner Thermen an Spurenmetallen dürfte auch mit der Adsorptionsfähigkeit des Reissacherits für diese Metalle im Zusammenhang stehen. Die Spurenelementvergesellschaftung der nahen Golderzgänge findet sich im wesentlichen auch im Reissacherit vor. Auf diese Zusammenhänge wurde bereits von *A. Tornquist* (91) hingewiesen und auf die Wichtigkeit von Spurenelementuntersuchungen in den Thermalquellen Österreichs hingewiesen. Es darf hier vermerkt werden, daß solche Untersuchungen auch vom medizinischen Standpunkt von Wichtigkeit sind. Leider standen bisher nicht die Mittel zur Verfügung, solche Bestimmungen auch für die Gasteiner Thermen, nicht nur für die Reissacherite, durchzuführen. Zum Vergleich der eigentlichen Reissacherite von Badgastein mit ähnlichen Bildungen aus Felsklufttaschen ohne derzeitige Thermaltätigkeit und mit Verwitterungsockern sowie mit erdigen, eisen- und manganreichen Mineralkluftfüllungen aus der Umgebung wurden mehrere solche Proben aufgesammelt und von *F. X. Mayer* und *E. Schroll* spektralanalytisch geprüft. Die Resultate sind in der folgenden Tab. 2 übersichtlich zusammengestellt. Auch die vor dem Zählrohr (Beta-Zählrohr mit Verstärker) beobachtete Aktivität wurde in die Tabelle aufgenommen.

Probe 1, 2 und 3 sind auf Grund ihrer Aktivität als richtige Reissacherite anzusprechen. Sie besitzen einen Gehalt an Zinn, Wismut und Silber, welcher den übrigen Proben 4, 5 und 6 fehlt. Der Gehalt an Nickel und Kobalt scheint hingegen für die Proben 4 (Klufttaschenfüllung im Steinbruch Böckstein) und 6 (ockerige Kluftüberzüge auf Syenitgneis im Radhausbergstollen) charakteristisch zu sein. Offenbar sind hierbei Verwitterungsrückstände von kobalt- und nickelhaltigen Pyriten beteiligt.

Alle Proben besitzen einen recht hohen Mangan- und Eisengehalt, der auf der Tabelle nicht besonders vermerkt wurde. Bei 6 überwiegt eher das Eisen, bei 1 bis 5 eher das Mangan. Titan, Vanadin, Chrom, Blei, Zink und wahrscheinlich auch Kupfer ist in allen Proben in wechselnder Menge vorhanden. Vanadin ist besonders im Syenitgneisocker enthalten, welches im Syenitgneis selbst nachgewiesen wurde.

Tab. 2. Die Verteilung wichtiger Spurenelemente in Reissacheriten und ähnlichen Bildungen aus Badgastein und Umgebung[1].

(Die angeführten Proben sind ungefähr nach abnehmendem Mn-Gehalt geordnet.)

Probe Nr. 1: Reissacherit, Straubinger Reservoir

Probe Nr. 2: Reissacherit, Elisabethstollen

Probe Nr. 3: Reissacherit, dunkelbrauner bis schwarzer Überzug von einer Felswand beim Hotel Austria (Aufgesammelt von Prof. *F. Scheminzky*)

Probe Nr. 4: Klufttaschenfüllung, dunkelbraun und erdig, aus den oberen Partien des Steinbruches bei der Haltestelle Böckstein

Probe Nr. 5: Kluftbelag, erdig und braun, aus einer Mineralkluft mit Bergkristall und Rutil vom Ortberg (über 2000 m Seehöhe)

Probe Nr. 6: Kluftüberzüge, dunkelbraun, aus dem Syenitgneis des Radhausberg-Unterbaustollens.

Zeichenerklärung: ×××× 1%
××× 0·1—1%
×× 0·01—0·1%
× 0·01%
— nicht nachgewiesen.

Probe Nr.	Radioaktivität	Be	Cu	Ag	Sn	Bi	Zn	Pb	Co	Ni	Ti	Cr	Mo	V
1	+	×	×××	×	××	××	××	×××	—	—	×××	×	×	×
2	+	×	××	×	×	×	××	××	—	—	×××	×	—	××
3	+	×	××××	×	×	×	×××	××	×	××	×××	××	××	×
4	?	××	××	—	×	—	×	×	××	—	×××	××	×	×
5	—	—	×	—	—	—	×××	××	—	×	××××	×	—	×
6	—	—	××	—	—	—	×	×	×	××	×××	×	—	××

Für die ockerige Mineralkluftfüllung vom Ortberg ist die relative Armut an Spurenelementen eigentümlich. Probe 4 aus dem Steinbruch Böckstein müßte mit einer genaueren Methode auf aktive Elemente geprüft werden, bevor ein eindeutiges Urteil über ihre Zugehörigkeit zu den Reissacheriten möglich ist. Der hohe Mangan- und Eisengehalt für sich allein darf nicht als verläßliches Kriterium für die Identifizierung herangezogen werden. Probe 6 scheint im wesentlichen ein Zersetzungsprodukt des Syenitgneises zu sein. Dieses Gestein[2] enthält nach einer spektrographischen Prüfung unter anderen Elementen: Vanadin, Chrom, Nickel, Kobalt, auch Beryllium und etwas Zinn in Spuren.

[1] Die Reissacherite zeigen eine gewisse Schwankung im Spurenelementgehalt, die berücksichtigt werden muß. Ausführliche spektrographische Untersuchungen werden gesondert von *E. Schroll* veröffentlicht werden.

[2] Von einem anderen Fundort (Romaten).

Spurenelementgehalte in verschiedenen Erzen aus dem Bereich der Goldlagerstätten der Umgebung.

1. Nickel und Kobaltgehalt in Pyriten.

In Tab. 3 finden sich die Kobalt- und Nickelbestimmungen von *E. Schroll in* Pyriten, im wesentlichen nach fallendem Kobalt- und steigendem Nickelgehalt geordnet, zusammengestellt. Leider können die Bestimmungen von *Fr. Hegemann* (92) infolge fehlender Angaben über genaue Herkunft sowie über den Verband mit anderen Mineralien und die Art des Nebengesteines nur teilweise zur Deutung herangezogen werden. In großen Zügen läßt sich eine Abhängigkeit des Kobalt- bzw. Nickelgehaltes in der Weise erkennen, daß Pyrite aus tieferen Zonen des Gneises oder solche in Verbindung mit aplitischen Injektionen (Proben 1 bis 9) Kobaltvormacht und nur wenig Nickel enthalten. Eine Ausnahme bildet ein Pyrit aus dem oberen Ritterkar (Rauris), im Gebiet der Schieferhülle, der aus der dortigen Vererzung stammt (Probe Nr. 4) und ein Pyrit ebenfalls aus der Vererzung von den oberen Halden des Radhausberges aus der Fäule (Probe Nr. 9).

Proben Nr. 10 bis 18 stammen größtenteils aus den oberen Lagen (Schieferhülle) und sind mit Ausnahme Nr. 14 und 16 Kluftpyrite, oder wie Nr. 13 aus kleinen Adern in der Nähe von Mineralklüften stammend. Nr. 14 wurde vom höchsten Ausbiß eines Erzganges genommen, wo sich bereits Übergänge zur Kluftmineralisation einstellen. Nr. 11 stammt aus höheren Etagen des Siglitz-Naßfeldbergbaues und wurde in einem Hohlraum frei auskristallisiert gefunden, gehört also nicht zur eigentlichen Gangvererzung, welche größere Kobaltgehalte aufweist. Pyrite aus der Schieferhülle enthalten kein Kobalt und wenig Nickel.

Es ist uns bewußt, daß das Probenmaterial nicht groß genug ist, um aus den bisherigen Bestimmungen bindende Schlüsse zu ziehen, doch können die bisherigen Ergebnisse immerhin als Anregung zu weiteren Forschungen dienen. Bei zukünftigen Untersuchungen müßten auch die von *Hegemann* (92) gefundenen Schwankungen der absoluten Kobalt- und Nickelgehalte bei demselben Fundort und innerhalb einzelner Pyritkristalle berücksichtigt werden.

2. Gehalte von Spurenelementen in Zinkblenden (Tab. 4).

Von *E. Schroll* wurden bereits einige Bestimmungen seltener Elemente in Zinkblenden veröffentlicht (94), wobei besonders ostalpine Vorkommen berücksichtigt wurden. Auf Grund der vorliegenden neuen Ergebnisse (Tab. 4) kann ein Gehalt an Indium in Verbindung mit einem kleinen Kobaltgehalt, bei Fehlen von Germanium

Tab. 3. Nickel und Kobaltgehalte in Pyriten aus der Umgebung von Badgastein.

(Spektrochemische halbquantitative Analysen von *E. Schroll.* Fehler — 50%.) Weitere Analysenergebnisse von *F. Hegemann* (92) sind mit * versehen anschließend beigefügt.

Nr.	Fundort	Nebengestein Paragenese	Ausbildg. Kristalltracht	Co %	Ni %
1	Plattenkogel Süd (Ankogel-Gebiet)	Aplit	hko	0·1	—
2	Bärenfall, Naßfelder Tal	Aplit	100	0·1	<0·01
3	Hotel d'Europe Badgastein	Quarzlage mit Bleiglanz im aplitischen Gneis	derb	0·03	<0·01
4	Oberes Ritterkar Vererzung	Quarz, Arsenkies Glimmerschiefer	derb	0·03	<0·01
5	Naßfeld-Stollen Siglitz 3370 m NS.	Pyritgang in Quarz	derb	0·1	0·01
6	Naßfeld-Siglitz	mit Zinkblende in Quarz		0·03	—
7	Naßfeld-Stollen Siglitz 1585 m OW	in Quarzgang	derb	0·05	0·03
8	Naßfeld-Stollen Siglitz 1100 m OW	in Quarzgang	derb	0·03	0·01
9	Radhausberg Berghalden	Quergang mit Quarz aus Fäulenschiefer	derb	0·05	0·01
10	Grieswies, Rauris	mit Bergkristall aus Kluft (Schiefer)	100	0·03	0·03
11	Naßfeld-Siglitz Dionysgang	Hohlraum im Gneis	hko + 100	0·01	0·03
12	Romaten, Weißenbachtal	Kluft im Syenitgneis	kho + 111	0·01	0·03
13	Radhausberg Baukarlriegel	Ader in Quarz, in Kluftnähe	derb	<0·01	0·05
14	Silberpfennig	Ausbiß-Erzgang Schieferhülle	100	—	<0·01
15	Hiefelwand, Rauris	Injizierter Schiefer Kluftpyrit mit Periklin	100 +111	—	<0·01
16	Schwarzkopf, Rauris	Vererzung. Arsenkies Quarz in Schiefer	derb	—	<0·01
17	Schwarzkopf, Rauris	Kluftpyrit		—	—
18	Ritterkar, oberes, Rauris	Kluft? Kupferkies Schieferhülle	100	—	<0·01
*	Böckstein	Quarz	derb	0·03— 0·003	0·007— 0·0007
*	Rauris	mit Albit auf Gneis	210	0·1	0·003
*	Naßfeld-Siglitz	in kiesigem Quarzgang	derb	0·02	0·003
*	Naßfeld-Siglitz	im Gneis, auf einer Kluft	hko	0·0025	0·002
*	Naßfeld-Siglitz	in Quarz	100	0·075— 0·015	0·01— 0·001

und Gallium (höchstens in Spuren) für die Zinkblenden der Tauerngolderze um Gastein als eigentümlich angesehen werden. Im Vergleich dazu haben die Vorkommen aus dem Lungau, Salzburg (93), mehr Gallium und weniger Indium, die Zinkblenden von der Axelalpe (Hollersbachtal) ebenfalls mehr Gallium und kein Indium. Indium soll nach Arbeiten von *N. M. Prokopenko* (94) in russischen Zinkblende-Lagerstätten, die vor allem an granitische bis granodioritische Eruptivgesteine geknüpft sind, bevorzugt auftreten. Auch dürften eisenreiche Zinkblenden, wie sie auch in unserem Gebiet vorliegen, im allgemeinen mehr Indium enthalten, als eisenarme. In Bezug auf die Bildungstemperatur läßt sich auf Grund der bisher untersuchten Zinkblendevorkommen aus verschiedenen Gegenden (95) feststellen, daß mesothermale Bildungen einen optimalen Indiumgehalt besitzen, während ein Galliumgehalt, und noch mehr ein Germaniumgehalt erst bei niedriger Entstehungstemperatur der betreffenden Zinkblenden auftritt.

Tab. 4. Mikroparagenese von Zinkblenden aus den Tauerngoldgängen.
(Spektrochemische Analysen von *E. Schroll*[1].)

Nr.	Fundort	Beschreibung der Proben: Textur	Farbe
1	Radhausberg	grobkörnig	grünlich bis orangebraun
2	Radhausberg, Florianist.	kleinkörnig	bräunlich
3	Siglitz, Naßfeld	derb, grobspätig	schwarzbraun
4	Siglitz, Naßfeld	derb, grobspätig	schwarzbraun mit metallischem Glanz
5	Hoher Goldberg	×× (auf PbS)	bräunlich
6	Hoher Goldberg	grob- bis kleinkörnig (eingesprengt im Zentralgneis)	grünlichgrau bis orangebraun

Nr.	Mn	Fe	Co	Ag	Cd	Hg	In	Ge	Sn	Pb	Sb	Bi
	Gramm pro Tonne											
1	3.000	30.000	500	500	5.000	10?	300	—	3	5.000[2]	30	50
2	—	30.000	50	5	5.000	—	10	—	—	50	30	5
3	1.000	100.000	500	1	10.000	—	50	—	—	—	—	—
4	3.000	100.000	300	30	10.000	10?	10	—	—	100	—	—
5	1.000	10.000	300	10	5.000	—	30	—	—	500	—	—
6	5.000	50.000	1.000	10	5.000	—	30	1	30	100	—	10

Bemerkung: In allen Proben war Ni, Ga, Tl und As nicht nachweisbar.

[1] Die spektrochemischen Zinkblendeanalysen Nr. 1 bis 6 sind einer noch unveröffentlichten Arbeit über die Verteilung von Spurengehalten in Zinkblenden ostalpiner Lagerstätten entnommen. (Vgl. auch *E. Schroll*, Anzeiger d. math.-naturw. Kl. d. Öst. Akad. d. Wiss., Nr. 2, S. 21—25, 1950.)

[2] Wahrscheinlich Bleiglanzbeimengung.

Ein höherer Kobaltgehalt ist hingegen bei den hochtemperierten Zinkblenden zu finden. Nach dem Kobalt- und Indiumgehalt wären die Zinkblenden unseres Gebietes zu den hochthermalen Bildungen zu stellen, während die comagmatischen Blenden von der Axelalpe niedriger temperiert sind, was auch mit der Auffassung von *W. Petrascheck* (53) übereinstimmt.

3. Gehalte von Spurenelementen in Bleiglanzen (Tab. 5).

Die Bleiglanze unseres Gebietes zeichnen sich durch hohe Silbergehalte und ganz besonders hohe Wismutgehalte aus. Letztere sind hier höher als bei anderen ostalpinen Bleiglanzen (z. B. Schellgaden), welche von *E. Schroll* (96) auf Spurenelemente spektralanalytisch untersucht wurden. Mit Ausnahme eines höheren Antimongehaltes im Bleiglanz von der Goldzeche, der noch aufzuklären wäre, liegen die Antimonwerte in unseren Bleiglanzen niedriger als bei den anderen ostalpinen Vorkommen, z. B. Tösens, Schladming, auch Axelalpe. Thallium und Zinn ist in Spuren teilweise auch in anderen ostalpinen Bleiglanzen vorhanden und daher nicht eigentümlich für unser Gebiet. Der Zinngehalt ist in Übereinstimmung mit der Zinnarmut ostalpiner Lagerstätten sehr niedrig. Interessant ist der Tellurgehalt des einen Bleiglanzes vom Radhausberg, Probe Nr. 3. Von *W. Siegel* (diese Festschrift) wurde ein Tellurgehalt im

Tab. 5. Spurenelemente (Ag, As, Sb, Bi, Tl, Sn) in Bleiglanzen aus den Tauerngoldgängen[1].

Nr.	Fundort	Ag	As	Sb	Bi	Tl	Sn
		Gramm pro Tonne					
1	Hotel Europe	5.000	—	—	10.000	10	10
2	Radhausberg	10.000	3.000[2]	—	10.000	10	—
3	Radhausberg, Unterbaustollen	1.000	—	50	3.000	—	—
4	Siglitz, Naßfeld	10.000	—	100	10.000	10	10
5	Hoher Goldberg	10.000	—	500	1.000	—	—
6	Goldzeche	3.000	—	5.000	3.000	5	—

Bemerkung: Probe Nr. 3 zeigte auch einen geringeren Gehalt an Te ($\sim$ 0,01%).

[1] Die Proben Nr. 1, 3 bis 6 sind in einem vorläufigen Bericht über geochemische Untersuchungen an ostalpinen Bleiglanzen mitgeteilt worden. (*E. Schroll*, Anz. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Math. nat. Kl. 1951.

[2] Der hohe As-Gehalt rührt wohl von beigemengtem FeAsS her, worauf ein entsprechender Gehalt an Fe deutet.

Glaserz aus den oberen Teilen des Radhausberges in Form von Tetradymit festgestellt. Auch im Wismutglanz vom Seekopf (siehe die vorstehende Tab. 5) wurde Tellur spektralanalytisch nachgewiesen. Es ist durchaus möglich, daß Silber, Antimon, Wismut und Tellur, vielleicht auch Thallium zum Teil in mikroskopischen oder submikroskopischen Beimengungen der Bleiglanze enthalten sind. Wesentlich ist für die geochemische Charakterisierung die ganze Mikroparagenese der Spurenelemente, welche auch den Erz- und Mineralparagenesen entspricht. Es wäre wünschenswert, daß weitere Forschungen auf diesem Gebiet die genetische Verknüpfung der ostalpinen Erzvorkommen mit bestimmten Gesteinskomplexen im Zusammenhang mit dem geologischen Alter und der Entstehungstemperatur aufhellen werden. Ansätze in dieser Richtung liegen bereits in den Arbeiten von *E. Schroll* (97) vor.

Tab. 6. Spurengehalte in einigen Erzen und Mineralien von Badgastein und Umgebung.

		Co %	Ni %	Sn %	
Kupferkies	Hotel Austria	—	0·03	0·005	
	Ritterkar	—	0·01	—	
Arsenkies	Naßfeld	0·1—0·5	<0·01	—	
		Sb %	As %	Te %	Pb %
Wismutglanz	Seekopf	0·1—0·5	0·01	0·05—0·1	0·5—1·0
		Mn %	Sn %	Cr %	V %
Rutil	Baukarlriegel	0·1—1·0	0·01	0·1	0·01—0·1

Schlußwort.

Wir sind uns dessen wohl bewußt, daß im Rahmen dieser Arbeit viele Fragen, wie z. B. die Kluftmineralbildung in den Hohen Tauern überhaupt, nicht restlos beantwortet werden konnten. Hiefür wären nämlich noch viel umfangreichere Feldbeobachtungen, noch reichlichere Aufsammlung von Gesteins- und Mineralproben, Durchführung von zahlreichen chemischen, optischen und spektrographischen Analysen usw. erforderlich, wofür aber weder die materielle Grundlage für solche zeitraubende Arbeiten im Gelände noch die erforderliche Einrichtung in den zur Verfügung stehenden Instituten vorhanden war. Aus diesem Grunde mußte auch die Hilfe anderer, sogar ausländischer Institute in Anspruch genommen werden. Es wird sicherlich noch jahrelange systematische Arbeit erfordern, um gewisse Probleme einer befriedigenden Klärung zuzuführen. Wir werden bestrebt sein, im Rahmen der uns zur Verfügung stehenden Möglichkeiten an diesen Aufgaben weiterzuarbeiten. Der vorliegende Beitrag möge daher nur als Anfang gewertet werden.

Literatur.

1 a. *Köchel, L. v.,* Die Mineralien des Herzogthumes Salzburg, Wien 1859. — 1 b. *Fugger, E.,* Die Mineralien des Herzogthumes Salzburg. Salzburg, 1878. — 1 c. *Posepny, F.,* Archiv für prakt. Geologie. I. Wien, 1880. — 2 a. *Canaval, R.,* Z. f. prakt. Geol. 1911, 19, 1. — 2 b. *Michel, H.,* Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1925, *38,* 571. — 2 c. *Tornquist, A.,* Sitz.-Ber. Akad. Wissensch. Wien. Math. nat. Kl. I. 1933, *142* 41. — 2 d. *Kieslinger, A.,* Leobner Bergmannstag, Wien, 1937, S. 186. — 2 e. *Stier, K.,* 20. Bericht der Freiberger Geol. Ges. 1944, 60. — 3 a. *Reissacher, K.,* Geschichte der Gasteiner Heilquellen (1865). Neudruck, Badgastein, 1940. — 3 b. *Reissacher, K.,* Mitteilungen der Ges. für Salzburger Landeskunde, II. 1862, 95. — 3 c. *Windischbauer, A.,* Die natürlichen Heilkräfte von Badgastein, Wien, 1948. — 3 d. *Kirsch, G.,* Badgasteiner Badeblatt, 1939, Nr. 16, 17, 18. — 3 e. *Kirsch, G.,* Der Balneologe. 1939, *6,* 437. — 3 f. *Haberlandt, H.,* Badgasteiner Badeblatt, 1948, Nr. 33, 2. — 4 a. *Weber, A.,* Akademischer Anzeiger Wien, Math. nat. Kl. 1935, Nr. 26. — 4 b. *Dittler, E.,* und *E. Abrahamczik,* Zentralbl. f. Mineral. A. 1938, S. 201. — 4 c. *Koritnig, S.,* Zentralbl. f. Mineral. A. 1939, 167. Vgl. auch: *Reissacher, K.,* Jahrb. d. Geol. R. Anst. 1856, 7, 609. — 5. *Köhler, A.,* Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1922, 35, 245. — 6. *Exner, Chr.,* Anz. d. Akad. d. Wissensch. Math. nat. Kl. 1946, Nr. 9. — 7 a. *Exner, Chr.,* Anz. d. Akad. d. Wissensch. Math. nat. Kl. 1949, Nr. 13. — 7 b. *Derselbe,* Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1950, 1, 197. Siehe auch: Mitt. d. Öster. Mineralog. Ges. 1948/49, Nr. 111; Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1949, 2, 129. — 8. *Becke, F.,* und *V. Uhlig,* Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien, I. 1906, *115,* 1695. — 9. *Gallagher, D.,* Economic Geol. USA., 1940, *35,* 698. — 10. *Sullivan, C. J.,* Economic Geol. USA., 1949, *44,* 336. Vgl. auch: *Edwards, A. B., and A. J. Gaskin,* Econom. Geol. USA. 1949, *44,* 234. — 11. *Exner, Chr.* Berg- u. Hüttenm. Monatsh. 1950, *95,* 92, 115. — 12. *Becke, F.,* Schrift. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse, 1909, *49,* 265. — 13. *Exner, Chr.,* Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wissensch. Wien. I, 1949, *158,* 375. — 14. *Becke, Fr.,* Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1923, *36,* 25. — 15. *Becke, Fr.,* Mitt. d. Wiener Mineralog. Ges. vom 6. IV. 1908, Nr. 40, 29; Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 27, H. 4. — 16. *Drescher-Kaden, F. K.,* Chem. d. Erde, 1940, *12,* 304. Vgl. auch *Erdmannsdörfer, H.,* Centralblatt f. Min. A. 1941, Nr. 3. — 17. *Goldschmidt, V. M.,* Vidensk. Selkapet. Skrift. Math. nat. Kl. Oslo, 1921, Nr. 10. — 18. *Lapadu-Hargues, P.,* Bull. Soc. géol. Franc. 1945, *15,* 255. — 19. *Bederke, E.,* Geolog. Rundschau. 1935, *26,* 108. — 20. *Meixner, H.,* Z. f. ang. Mineral. 1938, *1,* 134. — 21. *Becke, Fr.,* Akadem. Anz. Akad. d. Wissensch. Wien, Math. nat. Kl. 1904, Nr. 19. — 22. *Berwerth, Fr.,* Anz. d. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. nat. Kl. 1903, Nr. 16; 1904, Nr. 21; 1905, Nr. 26. — 23. *Scheminzky, F.,* Badgasteiner Badeblatt. 1950, Nr. 42—45. — 24. *Haberlandt, H., Fr. Hernegger* und *F. Scheminzky,* Spectrochimica Acta 1950, *4,* 21. — 25. *Nováček, R.,* und *V. Steinocher,* American Mineralog. 1939, *24,* 324. — 26. *Schoep, A.,* und *A. Scholz,* Bull. Soc. Belg. Géol. 1931, *41,* 71. — 27. *Hirschi, H.,* Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1925, 5, 429. — 28. *Hirschi, H.,* Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1924, *4.* — 29. *Nováček, R.,* American Mineralog. 1939, *24,* 317. — 30. *Jaffe, H. W., A. M., Sherwood* und *M. J. Peterson,* American Mineralog. 1948, *33,* 152. — 31. *Ballczo, H.,* Z. f. phys. Therapie. 1942, *2,* 136. — 32. *Nováček, R.,* Věstnik Král. čes. spol. nauk. II. tř. 1935, *II.* 1. Prag (1936). — 33. *Meixner, H.,* Berg- u. Hüttenmänn. Jb. *1937,* 85, 1. — 34. *Schiener, A.,* Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1950, *2,* 143; Mitt. d. Öst. Mineralog. Ges. 1949, Nr. 111. — 35. *Exner, Chr.* Der Karinthin. 1949, *6,* 107 (Klagenfurt). — 36. *Kontrus, K.,* Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1950, *2,* 142; Mitt. d. Öst. Mineral. Ges. 1949, Nr. 111. — 37. *Zimburg, H.,* Badgasteiner Badeblatt. 1948, Nr. 4, 15. — 38. *Niggli, P., J. Königsberger, R. L. Parker,* Die Mineralien der Schweizer Alpen.

Basel, 1940. — 39. *Huber, H.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1943, *23*, 475. — 40. *Königsberger, J.*: Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1942, *22*, 85. Vgl. dazu auch: *Casasopra, S.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1939, *19*, 449. — 41 a. *Leitmeier, H.*, Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1950, 3. F., 1, 390. — 41 b. Vgl. dazu auch: *Derselbe* in Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1942, *53*, 271. — 42. *Clar, E.*, Verhandl. Geol. Bund. Anst. Wien, 1945, Nr. 1, 29. — 43. *Cornelius, H. P.*, Mineral. u. Petr. Mitt. 1942, *54*, 178; Mitt. d. Wiener Mineral. Ges. 1942, Nr. 108. — 44. *Haberlandt, H.*, Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wissensch. Mien. Math. nat. Kl. I. 1949, 158, 609. Siehe dazu auch: *Wild, G.*, Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. nat. Kl. II a, 1937, 146, 479. Ferner: *Merkader, S.*, Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. II a, 1940, 149, 349. — 45. *Haberlandt, H.*, Chemie d. Erde. 1941, 14. 107. — 46. *Parker, R. L.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1950, *30*, 192. — 47. *Huber, W.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1946, *26*, 79. Siehe dazu auch: *Zirkl, E.*, Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1950, Bd. *2*, 38. — 48. *Parker, R. L., D. d. Quervain* und *F. Weber, Schweiz.* Mineral. u. Petr. Mitt. 1939, *19*, 293. — 49. *Weinschenk, E.*, Z. f. Krist. 1896, *26*, 337. — 50. *Sahama, Th. G.*, Bull. Comm. Géol. Finnlande, 1945, Nr. 135. — 51. *Weinschenk, E.*, Petrographisches Vademecum. Freiburg im Breisgau, 1913, S. 113. — 52. *Scholz, A.*, Fortschr. d. Miner. 1948 (1950), 27, 56. — 53. *Petraschek, W.*, Jahrb. d. Geol. Bund. Anst. 1945, 129. — 54. *Bearth, P.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1948, 28, 140. — 55. *Köhler, A.*, Universum, Wien, 1948/49, H. 3, 45. — 56. *Mache, H.*, und *M. Bamberger*, Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Wien, Math. nat. Kl. II a, 1914, *123*, 325. — 57. Picciotto, E. E., Bull. d. Centre d. Phys. Nucl. Universite Bruxelles. Mars 1950, Note Nr. 16. — 58. *Larsen, E. S.*, and *N. B. Keevil*, American Journ. o. Scienc. 1942, 240, 204. — 59. *Weigel, O.*, Zirkone von Ceylon. Leipzig, 1938. — 60. *Hutton, C. O.*, American Journ. of Scienc. 1947, *245*, 154. — 61. *Coppens, R.*, Compt. Rend. 1949, 228, 1218. — 62. *Schwinner, R.*, Berg- und Hüttenm. Monatsh. 1949, *94*, 135. — 63. *Hirschi, H.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1938, *18*, 12. — 64. *Hirschi, H.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1924, *4*, 81; 1925, *5*, 173; 1927, *7*, 98. — 65. *Weber, A.*, Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. II a, 1936, *145*, 163. — 66. *Hirschi, H.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1928, *8*, 318. — 67. *Hirschi, H.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1948, *28*, 509. — 68. *Stille, H.*, Abh. preuß. Akad. Wiss. Math. nat. Kl. 1939, 19. Berlin, 1940. Siehe dazu auch: *Cornelius, H. P.*, Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. 1949, 158, 543. — 69. *Wahl, W.*, Geol. Rdsch. 1943, *34*, 209. — 70. *Cornelius, H. P.*, Zentralbl. f. Mineral. A. 1928, 281. — 71. *Staub, R.*, Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt. 1924, 4, 364. — 72. *Fagnani, G.*, Atti della Soc. Ital. Scienc. Nat. Milano, 1945, *84*. — 73. *Grabherr, W.*, Badgasteiner Badeblatt. 1949, Nr. 3. — 74. *Scheminzky, F.*, und *Rüling*, Diese Festschrift (Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1951, 2). — 75. *Stockmayer, S.*, Die Biologie der Mineralquellen. Öst. Bäderbuch, 1928, S. 90. — 76. *Ballczo, H.*, Z. f. phys. Therapie, 1950, *3*, 12. — 77. *Strock, L. W.*, Saratoga (Spring) Spa. 1944, Nr. 14, New York. — 78. Siehe die zusammenfassende Arbeit: *Haberlandt, H.*, Monatshefte f. Chem. 1946, *77*, 293. — 79. *Ahrens, L. H.*, und *W. R., Liebenberg*, Americ. Mineralog. 1950, *35*, 571. — 80. *Ottemann, J.*, Z. ang. Mineral. 1941, *3*, 142. — 81. *Fresenius, L.*, und *R. Fresenius*, Jb. Nass. Ver. Naturk. 1936, *83*, 27. — 82. *Rezek. A.*, und *K. Tomic.*, Der Balneologe. 1942, *9*, 9. — 83. *Haberlandt, H.*, Forschungen u. Fortschr. 1944, *20*, 154. —84. *Ludwig, E.* und *Th. Panzer*, Tsch. Min. u. Petr. Mitt. 1900, *19*, 470. — 85. *Bisanz, R.*, und *E. Kroupa*, Chem. Ztg. 1939, *63*, 689. — 86. *Fellenberg, Th. v.*, Mitt. aus d. Gebiet d. Lebensmittelunters. Eidg. Ges.-Amt, Bern, 1948, *39*, 124. — 87. *Abrahamczik, E.*, Mikrochim. Acta (Mikrochemie) 1938, *25*, 228. — 88. *Miholic, St.*, Economic Geolog. 1947, *62*, 713. — 89. *Miholic, St.*, Chemie d. Erde. 1933, *8*, 440. — 90. *Mache, H.*, Mitt. d. Alp. Geol. Ver. 1941, *34*, 69. — 91. *Tornquist, A.*, Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1928, 21. — 92. *Hegemann, Fr.*,

Z. f. ang. Min. 1943, *4*, 121. — 93. *Schroll, E.*, Anz. d. Öst. Akad. d. Wiss. Wien, 1950, Nr. 2, Math. nat. Kl. — 94. *Propenko, N. M.*, und Mitarbeiter, C. R. (Doklady) Aca. Sci. USSR. 1941, *31*, 16, 19, 22. Ferner: Bull. Akad. Sci. USSR. Ser. geol. 1938, Nr. 2, 335, 341. — 95. Siehe die Zusammenstellung bei *Haberlandt, H.*, Tsch. Min. u. petr. Mitt. 1949, 1. H. 2, 134. — 96. *Schroll, E.*, Anz. d. Öst. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. nat. Kl. 1951.

Aus dem Forschungsinstitut Gastein (Mitteilung Nr. 59).

Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen bei Badgastein.

Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies. V. Teil.

Von

Christof Exner.

Mit 8 Textabbildungen.

(Eingelangt am 8. März 1950.)

In geringmächtigen Glimmerschiefer- und Kalkmarmorlagen in granitischem Gneis der Hohen Tauern bei Badgastein gibt es 3 cm große Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen. Mikroklin mit helizitischen Einschlußzügen dürfte aus den Alpen bisher noch nicht bekannt gewesen sein. Die Gasteiner Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen sind während der alpidischen Orogenese (Tauernkristallisation) gewachsen.

Zum Vergleich wird ein Augengneis untersucht (Riesenaugengneis im Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein), der in unmittelbarem geologischem Verbande jene Glimmerschiefereinlagerung mit den helizitischen Mikroklinporphyroblasten enthält. Der Riesenaugengneis ist ein Blastomylonit, parakristallin bezüglich Kalinatronfeldspat deformiert. Ältere und jüngere Ausbildungsformen von Kalinatronfeldspat sind im Riesenaugengneis unterscheidbar. Die jüngeren sind den eingangs genannten Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen sehr ähnlich.

Im Gneisgebiet der Hohen Tauern bei Badgastein fand ich Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen. Es handelt sich um Analoga zu den bekannten Albitporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen. Die Funde wurden anläßlich der petrographischen Untersuchung der Stollenstrecken des Gasteiner Goldbergbaues gemacht. Die zwei besten Fundstellen sind bei den derzeitigen Verhältnissen in den Stollen leicht wiederzufinden. Die eine Lokalität befindet sich im Radhausberg-Unterbaustollen, Stollenmeter 1785, und die andere im Siglitz-Unterbaustollen zwischen Stollenmeter 3190 und 3200, sowohl am nördlichen als auch am südlichen Stollenulm. Die Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen dieser beiden Fundstellen seien zunächst beschrieben:

Radhausberg-Unterbaustollen, Meter 1785.

Bei Meter 1785 befindet sich im Riesenaugengneis eine 0,5 m mächtige Biotit-Muskowitschieferlage mit 2,2 mm großen Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen (Abb. 1 und 2).

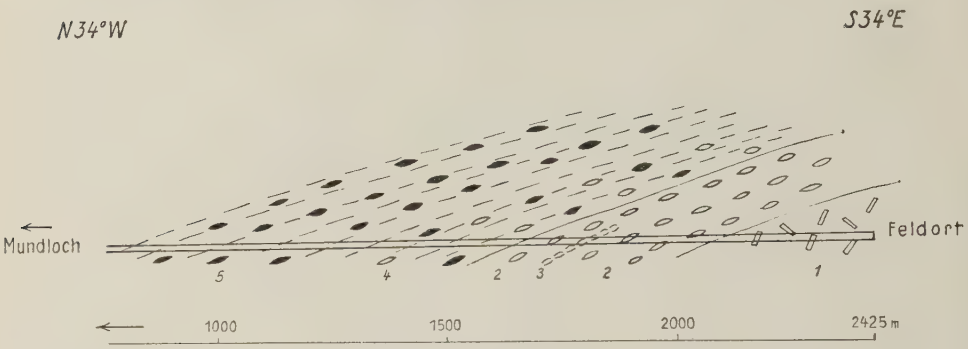


Abb. 1. Teilskizze aus dem Radhausberg-Unterbaustollen. Erklärung der Signaturen: 1 Flasriger porphyrischer granitischer Gneis; 2 Riesenaugengneis; 3 Biotit-Muskowitschieferlage, Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen führend; 4 Glimmerschiefer und Zweifeldspatgneis der Woiskenmulde; 5 Glimmerschiefer und Schachbrettalbitaugengneis der Woiskenmulde.

Mineralbestand und volumetrische Zusammensetzung des Biotit-Muskowitschiefers: Quarz 60—40; Muskowit 30—20; Mikroklin 15—5; Biotit 9—0; Chlorit 8—1; Titanit 1·0—0·1; Apatit 0·5—0·1 Vol.%. Dazu Pyrit und Orthit. Mit Ausnahme seltener, schwach postkristalliner Verbiegungen des Muskowits wurde die Deformation von der Kristallisation sämtlicher Gemengteile überdauert. Die Ausbildung der Gemengteile ist folgende: Orthit (0·1 mm[1]) im Zentrum radioaktiver Höfe in Biotit. Pyrit (0·7 mm) gelängt in s. Apatitsäulchen (0·2 mm) zeigen Tendenz zu Automorphie. Biotit (1·5 mm): γ = hellbraun, α = hellgelb; auch Querbiotit kommt vor. Chlorit (1 mm) ist Pennin, sekundär aus Biotit entstanden unter Ausscheidung von Titanit und Erz. Titanit (0·5 mm) ist idiomorph und xenomorph entwickelt. Muskowit (2 mm) bildet Scheiterzüge, parallel verwachsen mit Biotit und Chlorit; auch Quermuskowit ist vorhanden. Quarz (2 mm) ist einschlußfrei und löscht meist glatt aus.

Der Biotit-Muskowitschiefer ist wahrscheinlich ein Gneisphyllonit (sekundär aus dem benachbarten Riesenaugengneis an einem Bewegungshorizont besonders begünstigter differentieller Gesteinsdurchbewegung entstanden). Jedenfalls ist aber zu sehen, daß der Riesenaugengneis allmählich und ohne Hiatus in den Biotit-Muskowitschiefer übergeht. Mit Annäherung an den Biotit-Muskowitschiefer treten die großen Kalinatronfeldspate des Riesenaugengneises ohne Anzeichen besonderer Zerbrechungserscheinungen (ruptureller Deformation) schrittweise zurück, indem sie kleiner und seltener werden.

Der Mikroklin im Biotit-Muskowitschiefer besitzt folgende Ausbildung: Stets xenomorph. Häufig in s gelängte, aber auch rundliche Umrißformen. Perthit- und Zwillingsbildung fehlen vollkommen.

[1] Hier wie im folgenden sind stets die maximal im betreffenden Gestein beobachteten Korndurchmesser zahlenmäßig angegeben.

Mikroklingitterung ist meist deutlich wahrnehmbar. Der Achsenwinkel 2 Vα beträgt 70 bis 76°. Es handelt sich also um den Typus: Knaf. II im Sinne der anstrebenswerten Typisierung der verschiedenen Ausbildungsformen von Kalinatronfeldspat als gesteinsbildender Gemengteil (L. 20, Seite 242 [1]). Am Aufbau der helizitischen Einschlußzüge im Mikroklin sind folgende Minerale beteiligt: Quarz, Muskowit, Biotit, Chlorit und Titanit. Größe, Form und Ausbildung dieser helizitischen Einschlußminerale unterscheiden sich nicht von derjenigen des nachbarlichen Grundgewebes. Die helizitischen Einschlußzüge durchziehen den betreffenden Mikroklinporphyroblasten in den meisten Fällen als unverlegtes si *(B. Sander)*: Geradlinige helizitische Einschlußzüge ohne parakristalline Rotation des Mikroklinporphyroblasten. In einigen Mikroklinkörnern ist analog zu den bekannten Erscheinungen in Albit (L. 36) verlegtes si in modellförmiger Ausbildung vorhanden mit schwach sigmoidaler Krümmung der helizitischen Einschlußzüge, entsprechend parakristalliner Rotation des Mikroklinporphyroblasten (Abbildung 2). Meist ist der kontinuierliche Zusammenhang zwischen den helizitischen Einschlußzügen (internes Reliktgefüge) und dem Parallelgefüge des Gesteinsgrundgewebes (Externgefüge) gut erhalten. Der Gesamtkörper der betreffenden Mikroklinkristalle einschließlich ihrer zentralen Teile wird von den helizitischen Einschlußzügen durchzogen.

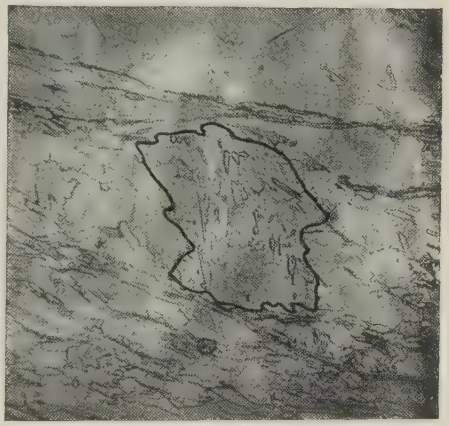


Abb 2. Mikroklinporphyroblast mit helizitischen Einschlußzügen von Quarz, Muskowit, Biotit, Chlorit und Titanit. Internreliktgefüge gegenüber Externgefüge verlagert. Aus Biotit-Muskowitschieferlage im Riesenaugengneis. Radhausberg-Unterbaustollen Meter 1785. Vergr. 20 mal. Licht einfach polarisiert.

Siglitz-Unterbaustollen, Meter 3190 bis 3200.

Der wahrscheinlich jurassische Kalkmarmor (Angertalmarmor), der zwischen dem Gneis der Siglitzdecke und Durchgangalmdecke liegt (Profilskizze und Beschreibung siehe L. 21, Seite 399 bis 407), führt Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen. Hier sind die helizitischen Einschlüsse auch makroskopisch erkenn-

[1] Siehe Literaturverzeichnis.

bar, da einzelne Mikroklinindividuen 3 cm Länge erreichen, ohne das Gewebe des Grundgesteines (glimmerreicher Kalkmarmor) zu zerstören. Ohne Unterbrechung ziehen die Glimmerzüge aus dem Gesteinsgrundgewebe durch die Kristallkörper der Mikrokline und Albite. Hier handelt es sich ganz überwiegend um unverlegtes si. Die Einschlußzüge sind besonders reichlich und modellförmig klar ausgebildet. Abb. 3 ist ein Beispiel.

Während die in L. 21, Seite 401 beschriebenen Proben dem nördlichen Stollenulm entstammen, wurden nachträglich auf einer gemeinsamen Exkursion (L. 22) besonders groß entwickelte Mikroklinporphyroblasten mit sehr markanten helizitischen Glimmereinschlußzügen am südlichen Stollenulm von den Herren Kollegen Dr. *E. J. Zirkl* und Dr. *G. Frasl* gefunden. Ihrer Aufsammlung entstammt auch der 1 cm lange Mikroklinporphyroblast, von dem ein Teilbereich in Abb. 3 festgehalten ist.

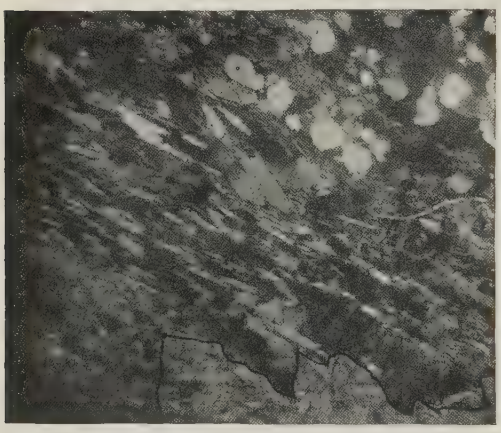


Abb. 3. Teilbereich eines 1 cm großen Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen von Muskowit, Biotit und Chlorit. Internreliktgefüge gegenüber Externgefüge nicht verlagert. Aus gefeldspatetem glimmerreichen Kalkmarmor (jurassischer Angertalmarmor). Siglitz-Unterbaustollen Meter 3200. Vergr. 20mal. Nicols gekreuzt.

Dieser Mikroklin ist perthitfrei und zeigt deutliche Mikroklingitterung. Das unverlegte interne Reliktgefüge wird aus geraden Einschlußzügen von Muskowit und Biotit (teilweise in Chlorit umgewandelt) aufgebaut. Rechts oben in Abb. 3 sind rundliche Quarzkörner im selben Mikroklingroßkorn eingelagert. Außerdem finden sich als Einschlüsse in diesem Mikroklin: Kalkspat, Titanit und Apatit.

Rechts unten in Abb. 3 grenzt Albit (Typus Plag. II und Plag. I) an den Mikroklin. An anderen Stellen desselben Dünnschliffes ziehen die helizitischen Glimmerzüge aus dem Mikroklin ohne Störung in den angrenzenden Albit weiter. Wo die Feldspate (Mikroklin und Albit) an Kalkspat angrenzen, sind sie idiomorph gegenüber Kalkspat ausgebildet (Abb. 4).

Allgemeine Bemerkungen zu den Funden von Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen.

In regionalmetamorphen Gebieten werden bekanntlich Albit, Oligoklas, Granat, Biotit, Chloritoid, Chlorit, Muskowit, Hornblende,

Staurolith, Andalusit und Cordierit als Porphyroblasten mit helizitischem Einschlußgefüge beobachtet. Kalifeldspat (bzw. Kalinatronfeldspat) dürfte ganz allgemein helizitische Einschlußzüge bedeutend seltener führen als Albit. Weil die Erscheinung der helizitischen Einschlußzüge z. B. in den Hohen Tauern in Feldspaten bisher nur in Albit bekannt war, wurde lange Zeit für den Kalifeldspat andere geologische Bildungsbedingung (z. B. Kristallisation aus dem Magma) angenommen. Albitisation und Kalifeldspatisation suchte man häufig recht scharf zu trennen. Im Stavangergebiet im kaledonischen Gebirge Norwegens beschrieb bekanntlich *V. M. Goldschmidt* 1921 auf Grund geologischer Beobachtungen und chemischer Analysen die Zusammengehörigkeit von Albitisation und Kalifeldspatisation während eines gemeinsamen Aktes der „Injektionsmetamorphose". Da *Goldschmidt* keine reliktischen Einschlußgefüge (helizitische Strukturen oder ähnliches) in seinen „Mikroklinporphyroblasten" exakt nachwies, war die kritische Einstellung von *F. Becke* 1925 noch berechtigt, welcher in Anbetracht seiner eigenen Erfahrungen in den Hohen Tauern und im Stavangergebiet den Ausspruch tat: „Die Frage, ob auch Kalifeldspate im Nebengestein porphyroblastisch heranwachsen, halte ich noch nicht für spruchreif" (L. 5). Die oben angeführten Funde haben diesen Zweifel nun behoben. Man würde jedoch das Kind mit dem Bade ausgießen, wollte man nun zu sehr verallgemeinern und unter Außerachtlassung der *Becke*schen Gesichtspunkte eine einfache „Injektionsmetamorphose" ohne Anerkennung alter vormesozoischer Granit- und Gneismassive in den Tauern konstruieren. Es werden deshalb noch eingehende Untersuchungen notwendig sein, um „alte" (vormesozoische) Kalinatronfeldspate von den „jungen" (alpidischen, Tauernkristallisation) Kalinatronfeldspaten zu sondern.

Abb. 4. Mikroklin (links und oben) und Albit (rhombenförmig, mit breit ausgebildeten aufrechten Prismen und sehr kurzer P-Fläche; Schnitt ist 26° gegen M geneigt; 8 % Anorthitgehalt; Achsenwinkel $2V\gamma = 89°$). Beide Feldspate idiomorph gegenüber Kalkspat (lamelliert). Aus gefeldspatetem Kalkmarmor (jurassischer Angertalmarmor). Siglitz-Unterbaustollen Meter 3193. Vergr. 60 mal. Einfaches Licht.

Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen beschrieb *A. Hietanen* 1941 aus dem Appalachengebiet. Die sorgfältige

Beschreibung der Autorin zeigt, daß meine Gasteiner Funde diesen Mikroklinporphyroblasten des Appalachengebietes entsprechen. In beiden Fällen handelt es sich um Mikroklinkörner, deren Gesamtkörper von den helizitischen Einschlußzügen durchzogen wird. In beiden Fällen ist es eindeutig, daß es sich um echte helizitische Einschlußzüge („trails" in der englischen und „trends" in der amerikanischen Literatur), also um internes Reliktgefüge handelt. Die Genese dieser Mikroklinporphyroblasten entspricht vollkommen der Genese der bekannten und weit verbreiteten Albitporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen. Tatsächlich kommen ja im Siglitz-Unterbaustollen beide im selben Gestein (gefeldspateter Kalkmarmor) unmittelbar nebeneinander vor. Bezüglich der beiden oben beschriebenen Gasteiner Funde von helizitischen Mikroklinporphyroblasten handelt es sich eindeutig um Kristallisation des gesamten betreffenden Mikroklinkornes während der alpidischen Orogenese (Tauernkristallisation). Das ist strukturell durch die homotaktische Durchbewegung von mesozoischer Schieferhülle und den helizitischen Einschlußzügen im Porphyroblasten ersichtlich und stratigraphisch durch das wahrscheinlich jurassische Alter des Angertalmarmors gegeben.

Durch die beiden oben beschriebenen Funde bei Badgastein ist *somit erwiesen, daß bei der alpidischen Orogenese (Tauernkristallisation) Holoblasten von Mikroklin im Nebengestein des granitischen Gneises gesproßt sind.*

Historische Daten: Der Ausdruck „helizitische Struktur" geht terminologisch und begrifflich auf *E. Weinschenks* Beobachtungen der Einschlußzüge in Albitporphyroblasten der Hohen Tauern (Großvenedigergebiet) zurück. Die Regionalmetamorphose der Hohen Tauern während der alpidischen Orogenese (Tauernkristallisation) hat ungemein reichlich Albitporphyroblasten, in denen die präexistierende Grundgewebssubstanz reliktisch in Form helizitischer Einschlußzüge konserviert ist, hervorgebracht. Viele Untersuchungen und genaue Beschreibungen solcher Albitporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen, vor allem auf den grundlegenden Beobachtungen von *B. Sander* beruhend, liegen aus den Hohen Tauern vor; z. B. aus Albitporphyroblastenschiefern, albitführenden Kalkglimmerschiefern, Grünschiefern, Quarziten, Paragneisen, granitischen Gneisen usf.

Schon *P. Termier,* 1903, erkannte die überragende Bedeutung junger (seiner Meinung nach während des mesozoischen Geosynklinalstadiums sich vollziehender) Alkalimobilisation (colonnes filtrantes) im Pennin der Westalpen. Von Bonneval im Maurienne erwähnt *P. Termier* mesozoische Kalke, welche durch die Metamor-

phose und die Stoffzirkulation (colonnes filtrantes) zu Kalkmarmoren umgewandelt und feldspatisiert sind. *Termiers* Beobachtungen bezüglich der vom Briançonnais gegen Osten fortschreitenden Zunahme der Metamorphose und Alkalimobilisation (Aplitisation, Gneisifikation) haben in den tieferen Stockwerken der Hohen Tauern ihr Analogon. Der Kalinatronfeldspat als einer der wichtigsten gesteinsbildenden Gemengteile wurde zu Unrecht eine Zeitlang als „typomorpher Gemengteil der unteren Tiefenstufe" gebrandmarkt und die colonnes filtrantes *Termiers* gerieten in Vergessenheit, da nur der Albit mit helizitischen Einschlußzügen exakt als alpidischer Porphyroblast nachgewiesen war. Es hat jedoch bereits *F. Angel* 1937 in der Hochalm-Ankogelgruppe granitische Augengneise und porphyrische Gneisgranite beschrieben, deren Kalifeldspate randlich in das umgebende Gesteinsgrundgewebe vorgreifen und Teile dieses benachbarten Grundgewebes einschließen. Herr Professor Dr. *F. Angel* unterrichtete mich 1936 in der Beobachtung dieser Erscheinung. Auch *S. Prey*, 1937, beobachtete randliches Regenerationsvermögen von Mikroklin in granitischem Augengneis der Rote-Wand-Modereckdecke und *H. P. Cornelius*, 1939, beschrieb aus der Glocknergruppe in (? Trias-) Quarzit der Riffldecke ein klastisches Mikroklinkorn mit neugebildetem Randsaum.

Endo- und metablastische Kalinatronfeldspatblastese in Graniten und Gneisen.

O. H. Erdmannsdörffer und *F. K. Drescher-Kaden* haben sich besonders mit der Blastese von Kalifeldspat in Graniten und Gneisen befaßt und auf breiter Beobachtungsgrundlage mit vorzüglichen Abbildungen (besonders *Drescher-Kaden*, 1948) eindeutige Beweise für das Wachsen von Kalifeldspat in älterem Starrgefüge des betreffenden Gneises oder Granites erbracht. Weitgehend konnte von den beiden genannten Autoren auch die genetische Bedeutung geklärt werden, welche den verschiedenen Einschlußgefügen im Kalinatronfeldspat (Kalifeldspat) zukommt: Tatsachen, welche, roh gesprochen, von der „Kristallisationskraft" der betreffenden Kalinatronfeldspate als Funktion der pt-Verhältnisse und der sonstigen geologischen Umweltfaktoren abhängen und daher für den Geologen von großem Interesse sind.

So ist die Erhaltung *helizitischer Reliktgefüge* hauptsächlich an Schwachwirkungsbereiche der Metamorphose geknüpft. Das Wachsen des Porphyroblasten vollzieht sich hier ungemein behutsam *(B. Sander);* Teile des präexistierenden Gesteinsgrundgewebes werden vom Lösungsumsatz aufgelöst und die erhalten gebliebenen Relikte

werden ohne Desorientierung als Einschlüsse im Porphyroblasten konserviert bzw., wenn sich dieser während seines Wachstumes dreht, ebenfalls mitgedreht (Einschlußwirbel).

Bei magmatischer Kristallisation werden Frühkristallisate an Wachstumsflächen des in Kristallisation begriffenen Kalinatronfeldspates angelagert und es entstehen regelmäßige *zonare Einschlußringe* (Beispiele aus Vulkaniten). Helizitische Einschlußzüge sind in liquidmagmatischer geologischer Umgebung unmöglich.

Zwischen beiden Extremen (metamorph-magmatisch) vermitteln Granit- und Gneisstrukturen. Durch zielbewußte sorgfältige Beobachtung ist es *Erdmannsdörffer* und *Drescher-Kaden* gelungen, in Graniten und Gneisen mannigfaltige Übergangsbildungen zu beobachten. So sind automorphe Graniteinsprenglinge („porphyrische" Kalinatronfeldspate mit zonaren Einschlußringen) von xenomorphen Randsäumen umgeben mit Erhaltung helizitischer Einschlußzüge und sonstiger eingeschlossener Gewebsreste des Gesteinsgrundgewebes. Zwischen Kalinatronfeldspaten mit zonaren Einschlußringen (große Mobilität des Lösungsumsatzes, starke Kristallisationskraft) und Kalinatronfeldspaten mit Erhaltung helizitischer Einschlußzüge (geringe Mobilität des Lösungsumsatzes, schwache Kristallisationskraft) vermitteln Kalinatronfeldspate mit desorientierten reliktischen Einschlüssen. Im letztgenannten Falle war wohl die Mobilität des Lösungsumsatzes groß genug, das präexistierende Gefüge des Gesteinsgrundgewebes zu desorientieren, jedoch hatte der wachsende Kalinatronfeldspat noch nicht die Kraft, die desorientierten Relikte seinen Wachstumsflächen anzulagern.

Es gibt also Kalinatronfeldspatporphyroblasten, von denen nicht ohneweiters ausgesagt werden kann, ob ihr metasomatisches Wachstum in älterem Starrgefüge (Blastese) unmittelbar zeitlich anschließend an liquidmagmatische Erstarrung (Blastese aus magmatischer Restlösung) erfolgte oder ob es sich um eine metamorphe Neubildung (Blastese aus metamorphem Lösungsumsatz) handelt. Die von *O. H. Erdmannsdörffer* neuerdings wieder vorgeschlagene Gegenüberstellung (L. 18): *endoblastisch* (Blastese aus magmatischer Restlösung) und *metablastisch* (Blastese aus metamorphem Lösungsumsatz) ist als genetisches Denkprinzip sicherlich erwünscht, jedoch in den Hohen Tauern z. B. bisher ohne deutliches Unterscheidungsmerkmal. Denn es ist eine Sache der Meinung und nicht der exakt heute etwa möglichen Beweisführung, in den Gneisgraniten und granitischen Gneisen der Tauern Magmatismus und Metamorphismus bezüglich der Ausbildungen des Kalinatronfeldspates abzugrenzen. In geologischer Hinsicht ist das Vorhandensein von „Magma" während der alpidischen Orogenese in den heute aufgeschlossenen Teilen des

Tauernkörpers unwahrscheinlich, jedoch sind alpidische Kalinatronfeldspatporphyroblasten in Anbetracht der oben exakt erwiesenen Einzelfälle vermutlich in großem Ausmaße vorhanden (metasomatische Granitisation).

Im folgenden wird gezeigt, daß in einem typischen Augengneis der tieferen tektonischen Zonen der Hohen Tauern zwei Generationen von Kalinatronfeldspat vorhanden sind. Auf Grund des mikroskopischen Bildes und des geologischen Zusammenhanges ist es wahrscheinlich, daß die jüngere Kalinatronfeldspatgeneration gleich alt ist mit den oben beschriebenen Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen. Es handelt sich um das Gestein (Riesenaugengneis), in dem die eingangs beschriebene Biotit-Muskowitschieferlage mit den helizitischen Mikroklinen eingebettet ist (siehe Abb. 1). Bevor auf die Ausbildung des Kalinatronfeldspates im Riesenaugengneis eingegangen wird, sei eine petrographische Beschreibung des ganzen Gesteines gegeben.

Der Riesenaugengneis im Radhausberg-Unterbaustollen.

Abb. 1 ist eine schematische Skizze des im Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein aufgeschlossenen Granitisationshofes. Kontinuierliche Übergänge bestehen zwischen sedimentogenen Phylliten, Quarziten, Glimmerschiefern (Woiskenmulde) und granitischen Augengneisen (Riesenaugengneis). Die Albit-Blastese in der Woiskenmulde ist gut zu beobachten und wurde bereits eingehend beschrieben (L. 24). Es wurde gezeigt, daß die Ausbildung des Albits in diesem Granitisationshof einer einfachen Gesetzmäßigkeit unterliegt. Die Reihe: Plag. I —→ Plag. II —→ Plag. III kennzeichnet die Transformation vom Glimmerschiefer zum granitischen Gneis. Kalinatronfeldspat ist in den äußeren Zonen des Granitisationshofes sekundär zu Schachbrettalbit umgewandelt (Einfluß des Glimmerschiefer-„Wirtes" auf die „Zufuhr"). Inverszonarer Albit kommt nur in der äußeren Zone des Granitisationshofes, Myrmekit und Quarzgewächse kommen nur in der inneren Zone vor.

Im Profil des Radhausberg-Unterbaustollens ist der Riesenaugengneis 160 m mächtig. Es handelt sich um die SiO_2- und alkalireiche Randzone des mindestens 2000 m mächtigen, vielleicht bis in die „Ewige Teufe" hinabreichenden gneisgranitischen Hölltor-Rotgüldenkernes. Der Riesenaugengneis zeigt aber nicht nur Übergänge zum flasrigen porphyrischen granitischen Gneis seines Liegenden, sondern, wie schon oben erwähnt, in Form eines typischen Granitisationshofes kontinuierliche Übergänge zu den sedimentogenen Gesteinen der Woiskenmulde in seinem Hangenden.

Der Riesenaugengneis ist ein recht streng ebenflächig parallelschiefriger Kalinatronfeldspatgneis. Dominierend sind die bis 10 cm langen Kristallaugen des Kalinatronfeldspates, welche an einheitlichen Spaltflächen makroskopisch meist als nicht zerbrochene einheitliche frische Großkristalle zu erkennen sind. Mineralbestand und

volumetrische Zusammensetzung: Kalinatronfeldspat 70—35; Quarz 45—15; Albit 40—10; Biotit 8—0; Chlorit 7·0—0·5; Muskowit 5·0—0·0; Titanit 3·0—0·2; Apatit 0·8—0·1; Epidot und Klinozoisit 0·2—0·0 Vol.%. Akzessorische Gemengteile sind: Orthit, Pyrit, Magnetit, Zirkon und sekundäres Verwitterungskarbonat. Syngenetischer Kalkspat als gesteinsbildender Gemengteil wurde im Riesenaugengneis nicht gefunden.

Der Riesenaugengneis besitzt im Längsbruch makroskopisches Zeilengefüge. Unter dem Binokular (Ätzung der polierten Anschliffe mit HF und Färbung mit Methylviolett) und im Mikroskop sind sehr regelmäßig immer wieder folgende Zeilen von mehreren Millimetern bis zu einigen Zentimetern Dicke beobachtbar:

a) Reine Quarzzeilen.

b) Zeilen von Kalinatronfeldspat mit oder ohne Quarz. Mit diesen Zeilen sind die Großindividuen des Kalinatronfeldspates in Form von „Schwänzen" verbunden (Abb. 5).

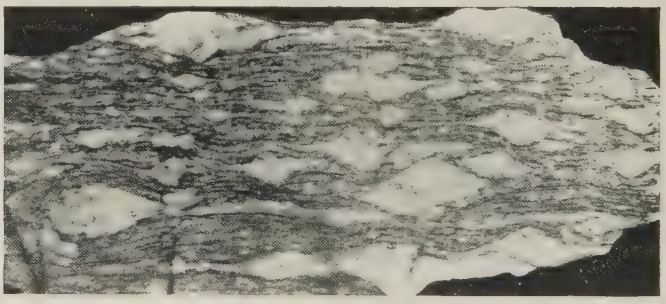


Abb. 5. Riesenaugengneis. Längsschnitt. Kristallaugen von Kalinatronfeldspat. Zeilengefüge. An das 3 cm lange Kalinatronfeldspatauge (links) setzt eine 12 cm lange Kalinatronfeldspat-Quarzzeile an. Radhausberg-Unterbaustollen, Halde. Verkleinerung 2mal.

c) Albit-Biotit-Chlorit-Muskowitzeilen. Sehr auffallend im Riesenaugengneis ist das Zusammenvorkommen des Albits mit den Glimmermineralien und Nebengemengteilen (Titanit, Apatit, Epidot, Orthit, Pyrit, Magnetit und Zirkon). Das Material dieser Zeilen erinnert also an die Albitglimmerschiefer und Albitgneise der Woiskenmulde.

d) Muskowit findet sich häufig auch außerhalb der Albit-Biotit-Chlorit-Muskowitzeilen und bildet in Form großer Muskowitflasern die Augenlider der Kalinatronfeldspat-Kristallaugen.

Im Querbruch zeigt der Riesenaugengneis deutliche „Inselstrukturen" (B-Tektonit) und im Hauptbruch bilden die elongierten Glimmerblättchen ein lineares Parallelgefüge (Striemung). Die Kalinatronfeldspat-Kristallaugen haben torpedoförmige Gestalt, wovon

man sich beim Zerschlagen der Gesteinsproben überzeugt. Es dürfte eine einheitliche B-Achse vorhanden sein, die durch die Elongation der Glimmer und die gelängten Kristallaugen bezeichnet ist. Eine korngefügekundliche Analyse steht noch aus.

Mikroskopische Beschreibung der Minerale des Riesenaugengneises:

Zirkon (0·08 mm). Im Zentrum radioaktiver Höfe in Biotit.

Orthit (0·8 mm). Großindividuen teilweise idiomorph. Klinozoisitsaum. Kleine Individuen im Zentrum radioaktiver Höfe in Biotit.

Magnetit (0·2 mm). Schüppchen parallel verwachsen mit Chlorit und Biotit. Häufig vor allem in Chlorit, der sich sekundär aus Biotit gebildet hat.

Pyrit (0·6 mm). Idiomorph.

Epidot und Klinozoisit (0·4 mm). Bloß sporadisch vorkommend. Ebenso wie im Schachbrettalbitaugengneis der Woiskenmulde finden sich auch im Riesenaugengneis Klinozoisitaggregate (? Pseudomorphosen nach Granat). Die Länge dieser in s gelängten Aggregate beträgt 1·4 mm; die Breite 0·25 mm.

Apatit (0·4 mm). Säulchen.

Biotit (1·5 mm). γ = dunkelbraun, α = hellgelb. Mechanisch gequälter Biotit wurde nicht beobachtet. Querbiotit ist häufig. Radioaktive Höfe um Zirkon und Orthit. Der Biotit ist meist korrodiert. Sehr allgemein im Riesenaugengneis ist die Chloritisierung des Biotits. Im sekundären Chlorit scheidet sich dabei massenhaft Titanit und in geringeren Mengen Magnetit und Sagenit aus. Besonders der in Feldspat eingeschlossene Biotit ist sehr häufig chloritisiert.

Chlorit (1·4 mm). Vorwiegend Pennin. Mechanische Quälungen nicht vorhanden. Biotitkerne werden von titanitgefülltem Chlorit umsäumt. Mit unregelmäßig gestalteter Grenzführung greift der Chlorit in den Biotit vor. Quergestellte Chlorite, die Querbiotite ersetzt haben, finden sich. Radioaktive Einschlußminerale werden aus dem Biotit übernommen und bilden radioaktive Höfe in Chlorit.

Titanit (0·25 mm). Meist zu Haufen, Girlanden und Kränzen aggregierte xenomorphe „Insekteneier"-Formen. Idiomorphe Titanitkristalle sind als Einschlüsse in Kalinatronfeldspat häufig. Wo titanitreiche Chloritsträhnen in Kalinatronfeldspat hineinreichen, ist deutlich zu sehen, daß Chlorit rascher aufgelöst wird als Titanit. In Fortsetzung von Biotit- und Chloritflasern bleibt Titanit als letztes, der Korrosion und Resorption am kräftigsten widerstehendes Mineral übrig und bildet dann allein Girlanden und Resorptionskränze.

Muskowit (1·5 mm). Mechanisch gequälter Muskowit kommt vor, ist aber selten. Hauptsächlich bildet Muskowit die Augenlider der Kalinatronfeldspataugen. Die mächtigen Scheitermuskowite solcher Augenlider stehen oft in auffallendem Gegensatz zu den spärlichen kleinen Muskowitflasern des Grundgewebes. Quermuskowit kommt vor, ist aber seltener als Querbiotit und Querchlorit. Mitunter ist Muskowit parallel mit Biotit bzw. Chlorit verwachsen.

Albit (2 mm). 0 bis 3% An. Folgende Ausbildungen sind zu unterscheiden:

a) *Gefüllter Plag. III.* Polysynthetische Zwillingslamellen nach Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz. Tendenz zu Automorphie mit leistenförmiger Streckung nach der kristallographischen x-Achse. Hellglimmer- und wenige Klinozoisitmikrolithen als Fülle. Lamellen- und füllungsfreier Randsaum häufig. Das Vorkommen dieses Albittyps beschränkt sich im Riesenaugengneis auf solche Albite, die in Kalinatronfeldspat eingeschlossen sind (analoge Beobachtung siehe L. 42). Inverse Zonarstruktur fehlt.

b) *Füllungsfreier Plag. III.* Die Ausbildung entspricht dem vorgenannten Typ, bloß fehlen Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit. Das Korn ist einschlußfrei (Abb. 6). Häufiges Vorkommen dieses Albittyps sowohl als Einschluß innerhalb von Kalinatronfeldspat, als auch im Grundgewebe des Riesenaugengneises außerhalb des Kalinatronfeldspates. Inverse Zonarstruktur fehlt.

c) *Plag. II.* Wenige, häufig auskeilende und das Korn in unregelmäßigen Abständen bedeckende Zwillingslamellen. Xenomorph. Albit- und Periklinzwillingsgesetz. Selten sind Hellglimmermikrolithen. Meist ist das Albitkorn frei von Füllung. Helizitische Einschlüsse des Grundgewebes finden sich. Eine schwache Inverszonarstruktur kommt vor, ist aber selten. Dieser Albittyp ist sowohl im Grundgewebe, als auch als Einschluß in Kalinatronfeldspat häufig.

Abb. 6. Ungefüllter, polysynthetisch nach Albitgesetz verzwillingter Albit. Die Schnittlage des großen leistenförmigen Albitkornes ist senkrecht MP. Der Anorithgehalt beträgt 1%. Ein lamellenfreier Randsaum ist ausgebildet (rechts, dunkler Rand des Kornes). Längs einer Fuge bildete sich sekundär ein Schlauch von Trübung, Hellglimmermikrolithen und rhomboedrischem Karbonat. Aus Riesenaugengneis. Radhausberg-Unterbaustollen Meter 1850. Vergr. 30 mal. Nicols gekreuzt.

d) *Plag. I.* Nicht verzwillingt oder einfach verzwillingt nach Albit- und Periklingesetz. Xenomorph. Hauptsächlich im Grundgewebe des Riesenaugengneises vorhanden. Es ist der herrschende Albittypus im Grundgewebe des Riesenaugengneises. Diese Grundgewebsalbite sind meist in s gelängt. Helizitische Einschlußzüge sind häufig. Inverszonarstruktur kommt häufig vor.

Einschlüsse, Trübung und Mikrolithenfüllung fehlen also häufig im Albit des Riesenaugengneises, was mit der relativen Armut des Gesteines an Glimmermineralien, dunklen und sonstigen Nebengemengeteilen zusammenhängen dürfte. Diesbezüglich sind folgende Beobachtungen im Riesenaugengneis bemerkenswert:

1. Helizitische Einschlußzüge in Plag. I und Plag. II werden von folgenden Mineralien aufgebaut: Muskowit, Quarz, Chlorit, Biotit und Titanit. Es handelt sich um Relikte des präexistierenden Starrgefüges, welches der wachsende Albitporphyroblast einschloß.

2. Sekundäre Trübung des Albites läßt sich stellenweise eindeutig nachweisen. Obwohl unsere Gesteinsproben aus dem Stollen, der erst vor wenigen Jahren getrieben wurde, frei von den Verwitterungsbedingungen der Erdoberfläche sind, so fand ich doch längs des Stollenprofiles lokale Zonen von Albit-Trübung, während in anderen Teilen des Stollens die Albite weithin vollkommen ungetrübt sind. Dies hängt offenbar mit hysterogenen, im Zuge der kratonischen Zerreißung des Gebirgskörpers lokal ansetzenden hydrothermalen Umwandlungsvorgängen zusammen. Ein gutes Beispiel für sekundäre Trübung und aus ihr entstehende Hellglimmermikrolithen liefert Abb. 6. Von der Trübung, die auch noch bei stärkster Vergrößerung eines gewöhnlichen petrographischen Arbeitsmikroskopes staubförmig erscheint, finden sich Übergänge zu undeutlichen Hellglimmerschüppchen bis zu echten Hellglimmermikrolithen.

3. Harmonisch verteilte Hellglimmermikrolithen (Mikrolithenfüllung) finden sich im Riesenaugengneis hauptsächlich in den Albitkörnern, die in Kalinatronfeldspat eingeschlossen sind. Die Albitkörner außerhalb der Kalinatronfeldspate führen spärlich oder häufiger gar keine Mikrolithenfülle. Klinozoisitmikrolithen in Albit finden sich selten und nur in solchen Gesteinsproben, in denen Epidot und Klinozoisit als gesteinsbildende Gemengteile des Grundgewebes vorhanden sind.

4. Wo Albit an Scheitermuskowit angrenzt, kommt es häufig vor, daß die den Muskowitscheitern benachbarten Teilbereiche des Albitkornes reich an Hellglimmermikrolithen sind, während die vom Scheitermuskowit entfernteren Teilbereiche des Albitkornes mikrolithenarm sind oder überhaupt keine Mikrolithen aufweisen. Zwischen dem Muskowit außerhalb des Albitkornes und den Hellglimmermikrolithen im Albitkorn gibt es kontinuierliche Übergänge. Das zeigt Abb. 7. In der Woiskenmulde ist nämlich dasselbe Erscheinungsbild analog zu beobachten.

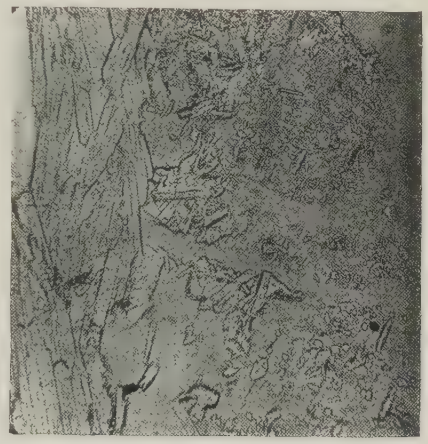


Abb. 7. Scheitermuskowit (links) und Randzone eines Albitgroßkornes (rechts). Im zentralen Teil des Albitgroßkornes sind parallel M Hellglimmermikrolithen geregelt eingelagert. Muskowitschollen in der Randzone des Albitgroßkornes bilden Übergänge zwischen Hellglimmermikrolithen im Zentrum des Albitkornes und Scheitermuskowit außerhalb des Albitkornes. Aus pegmatoider Linse in der Woiskenmulde. Radhausberg-Unterbaustollen Meter 612. Vergr. 60mal. Einfaches Licht.

In genetischer Hinsicht ist somit interessant: Der geringe Anorthitgehalt des Albites im Riesenaugengneis (0—3% An), der auch für polysynthetisch reich und eng verzwillingte Individuen mit automorpher leistenförmiger Tracht, frei von Mikrolithenfülle gilt (Abb. 6). Inverszonarer Albit ist auf die Albit-Glimmerzeilen des Grundgewebes beschränkt, was gut mit der Auffassung zusammenstimmt, daß diese den ältesten Grundbestand des Gesteines bezeichnen. Sekundäre Trübung, welche bis zur Bildung von Hellglimmermikrolithen vorschreitet, befällt die extrem anorthitarmen Albitindividuen unseres Gesteins, hat also in unserem Falle nicht das geringste mit der Umbildung eines An-reichen zu einem An-armen Plagioklas infolge rückschreitender Metamorphose zu tun. Solche sekundäre Trübung und Hellglimmermikrolithenbildung dringt längs Fugen in das frische Albitkorn ein (Abb. 6). Die in Kalinatronfeldspat eingeschlossenen Albitkörner sind in der Regel bedeutend reicher an Mikrolithenfülle als die außerhalb des Kalinatronfeldspates befindlichen. Mikrolithen in Albit zeigen mitunter örtliche Zusammenhänge mit Scheitermuskowiten außerhalb des Albites (Abb. 7). Inter- und intragranulare metasomatische Vorgänge haben jedenfalls die entschei-

dende Rolle bei der Bildung der Hellglimmermikrolithen in Albit gespielt.

Verdrängung von Albit durch Kalinatronfeldspat ist im Riesenaugengneis häufig zu beobachten.

Schachbrettalbit (2 mm). Fehlt im allgemeinen im Riesenaugengneis. Bloß in glimmerreichen Lagen (M. 1785 und 1850) der obersten Partien des Riesenaugengneises wurde Schachbrettalbit gefunden. In den untersten Partien der Woiskenmulde spielt die Schachbrettalbitisation des Kalinatronfeldspates eine große Rolle (Zweifeldspatgneise). Die darüber folgende Hauptmasse der Woiskenmulde ist dann dadurch charakterisiert, daß sämtlicher Kalinatronfeldspat sekundär in Schachbrettalbit übergeführt ist.

Quarz (1·7 mm). Klares einschlußfreies Korn. Xenomorph, gelängt in s. Spiegelglatt auslöschend bis schwach undulös. Idiomorpher Quarz kommt als Einschluß in Kalinatronfeldspat (Knaf. III) im Schliff Nr. 131 vor.

Myrmekit und Quarzgewächse. Postmikrokliner Myrmekit ist in großer Menge vorhanden. Er bildet massenhaft die bekannten kranzförmig angeordneten Warzen um große Kalinatronfeldspatindividuen. Bedeutend seltener werden kleine Grundgewebsmikrokline von Myrmekit befallen. An einigen Stellen dürfte prämikrokliner Myrmekit vorhanden sein, ist aber im Riesenaugengneis nicht exakt nachgewiesen. Unregelmäßig begrenzte Quarzgewächse sind vorhanden.

Die Ausbildungsformen des Kalinatronfeldspates im Riesenaugengneis.

Anregungen zu einer genaueren Untersuchung der Ausbildung des Kalinatronfeldspates im Riesenaugengneis und damit zu einem Versuche, Generationsfolgen zu unterscheiden, erhielt ich von Herrn Professor Dr. *A. Köhler*. Die Untersuchung ergab, daß sich zwei Ausbildungsformen des Kalinatronfeldspates im Riesenaugengneis unterscheiden lassen, von denen jedenfalls die eine (Knaf. II) jünger ist als die andere (Knaf. III). Wenn man sich stets vor Augen hält, daß die Grenzen zwischen den beiden Typen wenig scharf sind, so kann man auch von zwei Generationen sprechen.

Bevor die Beobachtungen beschrieben werden, sei noch gesagt, daß diese Untersuchung im Jahre 1946 begonnen wurde, um „alte“ (voralpidisch kristallisierte) und „junge“ (alpidisch kristallisierte) Kalinatronfeldspate womöglich unterscheiden zu können, weil das für die geologische Erforschung der Hohen Tauern und überhaupt ähnlicher Gebiete von grundlegender Bedeutung wäre. Gelungen ist mir das nicht. Ich bin zur Auffassung gelangt (L. 23), daß sämtlicher Kalinatronfeldspat im Riesenaugengneis des Radhausberg-Unterbaustollens der alpidischen Kristallisation (Tauernkristallisation) angehört. Um die ursprüngliche Fragestellung weiterzubearbeiten, wird man andere Teile der Hohen Tauern diesbezüglich ebenfalls genau untersuchen und sie mit stratigraphisch gesicherten „alten“ Graniten und Gneisen der helvetischen Massive der Westalpen vergleichen.

Was die Beobachtungen im Riesenaugengneis bei Badgastein (Radhausberg-Unterbaustollen) betrifft, so ist es am auffallendsten, daß sich die Großindividuen des Kalinatronfeldspates (10 cm bis 3 mm) zum überwiegenden Teil als Knaf. III zu erkennen geben. Knaf. III stellt in unserem Riesenaugengneis die ältere Generation dar.

Hingegen entsprechen die häufig vorhandenen Randsäume der Großindividuen stets dem Typus Knaf. II. Und sämtliche Kalinatronfeldspate des Grundgewebes unseres Gesteines gehören als Kleinindividuen (< 3 mm) ebenfalls dem Typus Knaf. II an. Die jüngere Generation des Kalinatronfeldspates kristallisierte als Knaf. II.

Die Kristallisation der Randsäume und der Kleinindividuen überdauerte im allgemeinen die differentielle Durchbewegung des Gesteines (spiegelklare Auslöschung und unverlegte helizitische Einschlüsse).

Die Mehrzahl der Großindividuen (Knaf. III) löscht ebenfalls spiegelklar aus und zeigt kaum rupturelle Beanspruchung. Jedoch ist auch eine Anzahl der Großindividuen rupturell deformiert (Zerscherung, Kataklase und rupturelle Auslöschung, teilweise mit Regenerationserscheinungen; also Verhältnisse, wie sie von *S. Prey* bereits eingehend an Augengneisen des Sonnblickgebietes beobachtet und beschrieben wurden). In diesen Fällen kann im Riesenaugengneis stets beobachtet werden, daß das primär als Knaf. III ausgebildete Großkorn sekundär teilweise oder ganz zu Knaf. II verändert ist. Es gibt also auch den Typus Knaf. II im Riesenaugengneis, der keine selbständige Generation darstellt, sondern bloß das veränderte Umlagerungsprodukt (Austreibung der Perthitsubstanz und der Albiteinschlüsse, Vergrößerung des Achsenwinkels, Zunahme der Mikroklingitterung) von primärem Knaf. III ist.

Im allgemeinen herrschen also folgende Verhältnisse:

Knaf. III ist auf Großkörner mit schwacher oder gar keiner postkristallinen Deformation beschränkt.

Knaf. II bildet sich auf drei Wegen:

1. Neubildung als Randsaum von Großindividuen.
2. Im Grundgewebe (Kleinindividuen) als Neubildung.
3. Sekundär aus Knaf. III in postkristallin deformierten Großindividuen.

Der Riesenaugengneis ist als ein Blastomylonit, parakristallin bezüglich Kalinatronfeldspat deformiert, anzusprechen.

Nun folgt eine Detailbeschreibung der Kalinatronfeldspatkörner im Riesenaugengneis, geordnet nach Korngröße und Deformation:

a) Großindividuen (> 3 mm) ohne sichtbare postkristalline rupturelle Deformation.

b) Großindividuen (> 3 mm) mit Anzeichen postkristalliner ruptureller Deformation bis zu intensiv zerscherten Individuen.

c) Kleinindividuen (< 3 mm) meist ohne Anzeichen ruptureller Deformation.

a) *Großindividuen ohne sichtbare postkristalline rupturelle Deformation.* Häufig ist ein Knaf. III-Hauptkörper und ein Knaf. II-Randsaum vorhanden. Der Randsaum ist nur wenige Millimeter breit, während der Hauptkörper einige Zentimeter Länge erreicht. Beide gehen gleichzeitig in Auslöschung. Eine scharfe Grenze zwischen Hauptkörper und Randsaum besteht nicht. Oft ist der Randsaum undeutlich oder fehlt.

Der Hauptkörper (Knaf. III) ist nicht oder kaum mikroklingegittert (flau), während der periphere Randsaum (Knaf. II) deutlichere Gitterung aufweist.

Der Hauptkörper (Knaf. III) besitzt Tendenz zu Automorphie mit Leistenform, gestreckt nach der kristallographischen x-Achse. Ist der Winkel zwischen x-Achse des Individuums und der Haupt-s-Fläche des Gesteines klein, so sind die Kristallaugen lang und dünn. Ist der genannte Winkel groß (bis 90°), so sind die Kristallaugen kurz und dick. Im Gegensatz dazu ist der Randsaum (Knaf. II) xenomorph. Er wächst amöbenartig in das nachbarliche Grundgewebe hinein. Oft sind millimeterlange pseudopodienartige Fortsätze im Grundgewebe vorhanden. Als Matrix umschließen die äußeren Bezirke des Randsaumes das nachbarliche Grundgewebe. Helizitische Einschlußzüge (Relikte des metasomatisch verdrängten Grundgewebes) sind im Randsaum bisweilen eingeschlossen.

Der Hauptkörper (Knaf. III) ist Aderperthit, stellenweise mit perthitischen Resorptionserscheinungen (primärperthitische Entmischung). Die Perthitadern sind parallel P, M und aufrechten Prismen angeordnet. Der Achsenwinkel $2V\alpha$ der Kalifeldspatkomponente schwankt zwischen 54 und 80° mit dem Mittelwert: 70° (9 Messungen). Der Randsaum (Knaf. II) dagegen ist perthitarm bis perthitfrei. Aderperthit findet sich niemals im Randsaum.

Der Hauptkörper ist meist ein Karlsbader Zwilling. 63% der in den Dünnschliffen ganzrandig vorhandenen Individuen sind Karlsbader Zwillinge und 37% sind Nichtzwillinge. Andere Zwillingsgesetze wurden nicht beobachtet. Die Zwillingsnaht verläuft als ebene Fläche parallel M. Nur in zwei Körnern wurde jene scharfe Einwinkelung der Zwillingsnaht beobachtet, welche nach *A. Köhler* (L. 29) genetisch auf das Übergreifen der y-Fläche des einen Teilindividuums über die P-Fläche des Zwillings zurückzuführen ist. Der Randsaum (Knaf. II) ist dagegen nicht verzwillingt. Der Randsaum um Karlsbader Zwillinge wächst selbständig weiter, indem sich eine krumme, mannigfach ausgebuchtete und unregelmäßige Anwachsfläche zwischen den beiden Zwillingsteilindividuen herausbildet. Der Übergang von der geraden Zwillingsnaht in die krumme Anwachsfläche vollzieht sich ohne undulöse Begleiterscheinungen und ohne sichtbare Scherflächen oder sonstige Rupturen.

Der Hauptkörper (Knaf. III) beinhaltet häufig sehr reichlich Einschlüsse des Gesteinsgrundgewebes, die aber im Gegensatz zum Randsaum niemals als helizitische Einschlußzüge vorkommen. Sie bilden meist regelmäßige Einschlußringe (Anlagerung an Wachstumsflächen des Kalinatronfeldspates). Manchmal sind sie scheinbar regellos im Knaf. III verstreut (Korngefügeanalyse steht aus). Als Einschlüsse finden sich: Plag. III, II und I, Quarz (mitunter idiomorph!), Chlorit (sekundär aus Biotit gebildet unter Ausscheidung von Titanit und Sagenit), Muskowit, Biotit, Titanit (häufig idiomorph), Apatit und Erz. Sehr häufig bildet der Albit Einschlußringe parallel P, M und aufrechten Prismen des Knaf. III. Der eingeschlossene Albit ist meist mit M, seltener mit P in die betreffenden Wachstumsflächen des Kalinatronfeldspates parallel eingeregelt. Es findet sich auch die Erscheinung, daß Albiteinschlüsse mit dem Aderperthit des Kalinatronfeldspates kommunizieren.

Der Randsaum (Knaf. II) hingegen führt zusammenhängende Gewebsteile des Grundgewebes als Einschlußkörper. Er besitzt häufig helizitische Einschlußzüge, niemals jedoch Einschlußringe.

b) *Großindividuen mit Anzeichen postkristalliner ruptureller Deformation bis zu intensiv zerscherten Individuen.*

Deformationen (unmittelbare Teilbewegungen) und innere Umlagerungen (Lösungsumsätze, mittelbare Teilbewegungen) verändern die Knaf.-III-Großkörner zu Knaf. II. Undulöse Auslöschung und schärfere Mikroklingitterung stellen sich ein. Zwischen dem umgebenden Grundgewebe und den Kalinatronfeldspat-Großindividuen setzen Scherflächen durch. Breite Muskowitscheiter begleiten als Lider die Knaf.-II-Augen. Granulationskränze (Kleinpflaster) legen sich häufig ringförmig um die Knaf.-II-Individuen. An Rissen und Sprüngen triftet nachbarliches Kleinpflaster in die Knaf.-II-Großkörner ein. Das Großkorn wird in mehrere Teilstücke zerrissen, die bloß noch als isolierte Teilschollen in der Granulationsmasse schwimmen. Schon *S. Prey*, 1937, hat gezeigt, daß dem Kalinatronfeldspat auch in diesem Zustand noch eine regenerative Kraft innewohnt und er mitunter die Risse und Klüfte im eigenen Kristallkörper wieder selbst verheilt und die sekundär eingetrifteten Fremdkörper umschließt. So liegen „perlschnurartige Reihen von Grundgewebseinschlüssen im einheitlichen Kalifeldspat in heute geschlossenen Klüften" (L. 34).

Knaf. II ist häufig perthitfrei. Aderperthit beschränkt sich, wenn überhaupt noch vorhanden, auf lokale Teilregionen des Großkornes. Haufenperthit tritt an Stelle des Aderperthites (innere Umlagerung). Nicht selten ist die Perthitsubstanz aus dem Korne ganz ausgetrieben. Der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ der Kalifeldspatkomponente schwankt zwischen 64 und 86° mit dem Mittelwert: 76° (12 gemessene Körner).

Die ehemaligen Karlsbader Zwillinge sind häufig zerbrochen und die einzelnen Bruchstücke gegeneinander verschoben. In den gequälten undulösen Körnern wird die Zwillingsnatur immer undeutlicher.

Echte Einschlüsse sind bedeutend seltener als in den vorgenannten Knaf. III-Großindividuen. Die Albiteinschlüsse werden ebenso wie die Perthitsubstanz ausgetrieben.

Allmähliche Übergänge von Knaf. III zu Knaf. II sind an einigen Kristallaugen zwischen dem Hauptkörper des Auges (Knaf. III) und den beiderseitigen distalen Augenzwickeln (Knaf. II) zu sehen.

c) *Kleinindividuen, sehr allgemein ohne Anzeichen ruptureller Deformation.* Sämtlicher Kalinatronfeldspat mit Korndurchmesser < 3 mm im Riesenaugengneis gehört dem Typus Knaf. II an. Es handelt sich stets um xenomorphe, meist in s gelängte Individuen mit mittlerer Korngröße von 0·6 bis 1 mm. Das Korn löscht meist spiegelglatt aus; mitunter ist es schwach undulös; selten perthitisch, meist perthitfrei. Mikroklingitterung ist meist deutlich. Der Achsenwinkel $2\,V\alpha$ der Kalifeldspatkomponente schwankt zwischen 62 und 90° mit dem Mittelwert: 71° (19 gemessene Körner), Zwillinge fehlen im allgemeinen. Ganz selten wurden Karlsbader Zwillinge beobachtet, die sich aber niemals in Körnern mit Durchmesser $<$ 0·4 mm finden. Einschlüsse sind recht selten. Helizitische Einschlußzüge von Titanit in mehreren Mikroklinkörnern zeigt der Schliff Nr. 55. Mitunter füllen Knaf.-II-Kleinindividuen Spaltrisse in älteren Großindividuen aus, wobei die Kleinindividuen ihre eigene optische Orientierung besitzen und glatt in Auslöschung gehen, auch wenn das Großindividuum intensiv undulös ist.

Wie die vorliegende Detailbeschreibung gezeigt hat, sind manche genetische, vor allem den Geologen interessierende Fragen noch ungeklärt. Das mikroskopische Bild ist in mancher Hinsicht zweideutig, denn es sind sowohl mechanische Zerbrechungserscheinungen als

auch echte, metasomatisch ins Grundgewebe vordringende Randsäume blastischen Wachstums vorhanden. Die letztgenannte Erscheinung in tieftaueridem Gneisgranit und granitischen Gneisstockwerken, auf die besonders *F. Angel* 1937 aufmerksam machte, kann nicht bestritten werden und ist eine eindeutig zu Recht bestehende Tatsache. Auf Grund der mitgeteilten Beobachtungen im Riesenaugengneis ergibt sich die Ähnlichkeit zwischen der jüngeren Kali natronfeldspatgeneration (Randsäume und Kleinindividuen) des Riesenaugengneises und den eingangs genannten Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlußzügen der im Riesenaugengneis eingebetteten Biotit-Muskowitschieferlage. Es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich um gleichzeitige alpidische Neubildungen (Knaf. II) handelt.

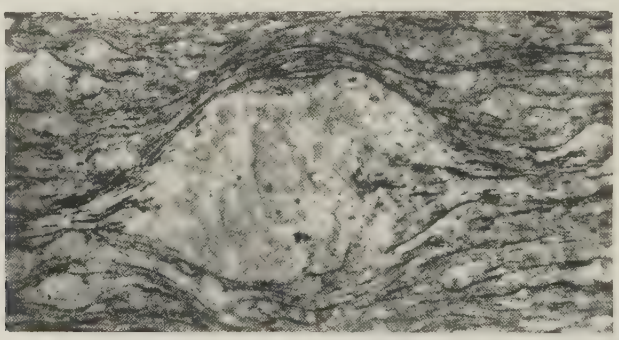


Abb. 8. Kalinatronfeldspat-Kristallauge aus Riesenaugengneis. Großindividuum. Radhausberg-Unterbaustollen, Halde. Natürliche Größe.

Was die ältere Kalinatronfeldspatgeneration im Riesenaugengneis betrifft (Knaf. III), so läßt sich auf Grund unserer derzeitigen Erfahrung aus dem mikroskopischen Befund kein bindender Schluß ziehen. Ich bin auf Grund des makroskopischen Bildes der Meinung, daß auch die Knaf.-III-Großindividuen alpidische Porphyroblasten (Tauernkristallisation) im Riesenaugengneis darstellen (Abb. 8). Während der alpidischen Orogenese erfolgte eine bedeutende Alkalimobilisation im alten granitischen Grundgebirge der Tauern und die Alkalien reicherten sich in der Außenzone des granitischen Kernes an, wobei die angrenzende Schieferhülle granitisiert wurde. Damit wird nicht in Abrede gestellt, daß in anderen Gebieten der Tauern große Gneis- und Granitfeldspate Relikte voralpidischer Kristallisation sein können.

Einseitige extreme Auffassungen ähnlicher granitischer Kalinatronfeldspataugengneise betonen entweder allein den Mylonit-

charakter (Dynamometamorphose) oder allein die Erscheinungen der Blastese in den Randzonen der großen Kalinatronfeldspate (metasomatische Granitisation). Tatsächlich handelt es sich hier um einen Blastomylonit, der beide Erscheinungen in sich vereinigt.

Wenn es auch sicher richtig ist und in der vorliegenden Arbeit wiederum klar durch Funde von Mikroklinporphyroblasten bewiesen wurde, daß die dynamometamorphe Entstehung mancher Augengneise in der Vergangenheit oft zu einseitig betont wurde, so muß man sich doch auch darüber klar sein, daß extreme Betonung von blastischem Kalinatronfeldspatwachstum in solchen Augengneisen (L. 2, 11, 32) auf Grund des mikroskopischen Bildes noch wenig exakt fundiert ist. Was der Feldgeologe von mikroskopischen Strukturen erwartet, sind in erster Linie exakte Schlußfolgerungen genetischer Art. Wenn man typische Mylonitstrukturen im Nanga-Parbat-Gebiet als reine Granitisationsprodukte betrachtet (*P. Misch,* 1949) oder die Granulationsränder um Kalinatronfeldspatgroßindividuen mitsamt den Myrmekitsäumen einfach als „replacement" des auf Kosten des nachbarlichen Grundgewebes wachsenden Kalinatronfeldspates im Zuge der Granitisation hinstellt (*G. H. Andersons* „pseudokataklastische Struktur" und *N. Edelmans* „microcline porphyroblasts with myrmekite rims"), ist das vorläufig noch reine Hypothese. Ihre Richtigkeit müßte erst durch exakte mineralogisch-petrographische Beweisführung bestätigt werden, die aber bisher noch nicht möglich war.

Schlußwort.

Die mikrophotographischen Aufnahmen der Abb. 2, 3, 4, 6 und 7 wurden in freundlicher Weise von Herrn Kollegen Dr. *E. J. Zirkl* mit einer Behelfseinrichtung am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien angefertigt, wofür ich dem Vorstand des genannten Institutes, Herrn Professor Dr. *H. Leitmeier,* und dem Assistenten, Herrn Kollegen Dr. *Zirkl,* danke. Die Untersuchungen im Felde und im Stollen wurden durch Subventionen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und des Forschungsinstitutes Gastein sowie durch das bereitwillige Entgegenkommen der Gewerkschaft Radhausberg ermöglicht. Das im I. Teil der „Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies" (Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, dritte Folge, Band 1, 1949) abgesteckte Ziel einer petrographischen Detailbeschreibung der Gasteiner Stollenaufschlüsse der Betriebsperiode 1938 bis 1944 des Goldbergbaues ist durch die hier vorgelegte petrographische Beschreibung des Riesenaugengneises zu einem gewissen Abschluß gelangt. Teil II (L. 21) behandelt das Siglitzprofil, Teil III (L. 24) die Woiskenmulde und

Teil IV (L. 25) den granosyenitischen Gneis. Da infolge der Zeitverhältnisse der Druck einer Monographie nicht möglich erschien, wurde die Teilung des Stoffes vorgenommen, jedoch die breite Form der Gesteinsbeschreibung nach Möglichkeit beibehalten.

Literatur.

1. *Angel, F.*, und *R. Staber*, Min. u. Petr. Mitt. *49* 1937. — 2. *Anderson, G. H.*, Amer. Mineral. *19*, 1934. — 3. *Anderson, G. H.*, Geol. Soc. Amer. Bull. *48*, 1937. — 4. *Barbour, G. B.*, Amer. Journ. Sci. 5. ser. *19*, 1930. — 5. *Becke, F.*, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *36*, 1925. — 6. *Cloos, E.*, und *A. Hietanen*, Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 35, 1941. — 7. *Cornelius, H. P.*, und *E. Clar*, Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenf. (Geol. Bu. A.) Abhandl. *25*, 1939. — 8. *Demay, A.*, Carte géol. Fr. Mém. 1942. — 9. *Drescher-Kaden, F. K.*, Hess. Geol. Landesanst. Not. Bl. 5 F. *1*, 1927. — 10. *Drescher-Kaden, F. K.*, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung, Heidelberg-Berlin, 1948. — 11. *Edelman, N.*, Bull. Comm. Géol. Finl. *144*, 1949. — 12. *Edelman, N.*, ebenda *148*, 1949. — 13. *Ellenberger, F.*, Annales Sci. de Franche-Comté *3*, 1948. — 14. *Erdmannsdörffer, O. H.*, Zentralbl. Min. A, 1941. — 15. *Erdmannsdörffer, O. H.*, Chemie der Erde *15*, 1943. — 16. *Erdmannsdörffer, O. H.*, Heidelb. Akad. Wiss., Sitzungsber., 1943. — 17. *Erdmannsdörffer, O. H.*, Heidelberg. Beiträge z. Min. u. Petr. 1, 1948. — 18. *Erdmannsdörffer, O. H.*, ebenda, 2, 1950. — 19. *Eskola, P.*, Die metamorphen Gesteine, in: Die Entstehung der Gesteine, Berlin, 1939. — 20. *Exner, Ch.*, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 3. F. *1*, 1949. — 21. *Exner, Ch.*, Österr. Akad. Wiss. Sitzber. mat. nat. Kl. I *158*, 1949. — 22. *Exner, Ch.*, Mitt. Ges. Geol. Stud. Wien *1*, 1949. — 23. *Exner, Ch.*, Österr. Akad. Wiss. Anz. mat. nat. Kl. 1949. — 24. *Exner, Ch.*, Berg- und Hüttenm. Monatsh. *95*, 1950. — 25. *Exner, Ch.*, und *E., Pohl*, Geol. Bu. An. Jb. *94*, 1951. — 26. *Goldschmidt, V. M.*, Vid. Selsk. Skr. mat. nat. Kl. *10*, 1921. — 27. *Hietanen, A.*, 1941, siehe bei *Cloos, E.*, — 28. *Grout, F. F.*, Geol. Soc. Amer. Bull. *52*, 1941. — 29. *Köhler, A.*, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. 3. F. *1*, 1948. — 30. *Köhler, A.*, Journ. of Geol. *57*, 1949. — 31. *Leitmeier, H.*, Einführung in die Gesteinskunde, Wien, 1950. — 32. *Misch, P.*, Amer. Journ. Sc. 1949. — 33. *Oulianoff, N.*, Ecl. Geol. Helv. *25*, 1932. — 34. *Prey, S.*, Mitt. Geol. Ges. Wien *29*, 1937. — 35. *Ramberg, H.*, Geol. F. F. Stockholm 69, 1947. — 36. *Sander, B.*, Geol. R. Anst. *Jb. 62*, 1912. — 37. *Sander, B.*, N. Jahrb. Min. A. Beil. B. *57*, 1928. — 38. *Schwinner, R.*, Akad. Wiss. Wien Sitzber. mat. nat. Kl. I. *141*, 1932. — 39. *Schwinner, R.*, Reichsst. für Bodenf. Zweigst. Wien Mitt. (Geol. Bu. Anst. Jb.) 1940. — 40. *Termier, P.*, Congr. Géol. Intern. Sess. IX., Wien, 1903 (1904). — 41. *Wieseneder, H.*, Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. *42*, 1932. — 42. *Wieseneder, H.*, ebenda *48*, 1936.

Aus dem geologischen Institut der Montanistischen Hochschule Leoben.

Erzmikroskopische Studie des Glaserzes vom Radhausberg bei Gastein.

Von

Walter Siegl.

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 10. März 1950.)

Glaserz ist eine sehr alte bergmännische Bezeichnung für Silberglanz. Im Gebiet der Hohen Tauern verstand man darunter ein Antimonerz, weil man, wie aus der Schrift R. *Canavals* (1) hervorgeht, zum „Spießglas oder Antimony" einfach Glaserz sagte. Es war dies ein sehr leicht schmelzbares Erz, welches, ehe es noch zerrann, einen weißen Rauch ausstieß. Man erhielt dann einen silberweißen Regulus. In anderen Revieren, wie z. B. in Schwaz, nannte man das (Antimon)-Fahlerz Glaserz. *Pošepny* (2) bezeichnet im Archiv für praktische Geologie das Glaserz als einen mit Antimonit und Bleiglanz fein eingesprengten Gangquarz. Dieses Glaserz hatte 300 bis 1900 g/t Gold + Silber, also einen außerordentlich hohen Edelmetallgehalt, der jedoch nicht auf Zementation zurückzuführen ist. Man nannte später überhaupt hochhaltige Erzgemenge Glaserz.

Die mir zur Untersuchung zur Verfügung stehenden Erze waren Glaserze im Sinne *Pošepnys*. Das geologische Institut der hiesigen Hochschule erhielt im Jahre 1895 einige Stufen Glaserz vom Radhausberg. Die Bezettelung lautete meist „Freigold in Quarz"; später bezeichnete man, sicherlich ohne genaue Prüfung, das neben Gold auftretende Erz als Arsenkies. Knapp vor dem Kriege fiel mir diese falsche Bezeichnung auf und ich bestimmte damals schon Wismut und Tellur, ohne aber dann noch die Stufen näher untersuchen zu können. Die Anregung, die Erze nun doch genauer zu prüfen, verdanke ich Prof. *Haberlandt,* der mir auch einige Erzproben zur Verfügung stellte. Ebenso möchte ich dem Haus der Natur in Salzburg für die Überlassung von zwei Erzproben danken. Stufen dieser Art scheinen sich heute nicht mehr allzu häufig in den Sammlungen zu finden. Es ist anzunehmen, daß sowohl *H. Michel* (3) wie auch *A. Tornquist* (4)

mehrere Glaserze zu ihren Untersuchungen vorlagen; beide Autoren rechneten das Glaserz bereits zu den seltenen Erzen.

Die vorliegende Studie soll den Zweck haben, die im Glaserz vorkommenden Minerale nach Möglichkeit genau kennen zu lernen. Auf die zum Teil lange vor der Einführung des Erzmikroskopes vermuteten oder bestimmten Minerale einzugehen erübrigt sich. *H. Michel* erwähnt Antimonit in den Erzen des Radhausberges und bemerkt, daß er hier sowie in den anderen Gangrevieren nicht häufig sei. Als wahrscheinlich unrichtig bezeichnet er die relativ häufige Bezeichnung „Dyskrasit" und „Freierslebenit" und ist der Ansicht, daß es sich zum Teil wohl um Jamesonit handeln könnte. Weitergehend sind in dieser Hinsicht die erzmikroskopischen Untersuchungen *Tornquists*. Die von ihm mikroskopierten Radhausberger Erzstufen stammten vom Hieronymusstollen. Außer Pyrit, Arsenkies und Glanzkobalt, also Erze der frühen Vererzungsphasen, führt *Tornquist* eine Reihe von Mineralen an, welche für die Nachschübe, wozu das Glaserz zu rechnen ist, zum Teil charakteristisch sein sollten. Es sind dies neben Gold:

isotroper Kupferglanz Boulangerit Argentit Geokronit	häufig
Bleiglanz	sehr sparsam

Wismuterze hat *Tornquist* im Radhausberger Erz nicht beschrieben. Diese Paragenese ist einigermaßen ungewöhnlich. Falls, wie *Tornquist* meint, der Kupferglanz älter als die Sulfosalze ist, so ist es sehr merkwürdig, daß nicht Kupfer-Antimon-Schwefel- oder Kupfer-Blei-Antimon-Schwefel-Erze, wie Wolfsbergit oder der doch sonst oft vorkommende Bournonit auftreten.

Die Art, den Boulangerit und Geokronit durch schnelle Schwärzung mit Salpetersäure und am negativen Verhalten gegen Kalilauge und Salzsäure, sowie durch mikrochemischen Nachweis von Blei und Antimon sicherstellen zu wollen, wie *Tornquist* es tat, möchte ich wohl als wenig kritisch bezeichnen. Argentit und Bleiglanz müßten ohneweiters erkannt werden.

Nun liegen diese Untersuchungen fast 20 Jahre zurück; die Apparatur *Tornquists* war zu seiner Zeit wohl modern, kann aber mit den neuen Leitz-Opakilluminators unter Berücksichtigung der unbedingt erforderlichen spannungsfreien schwachen Optik [1] und starker Beleuchtung nicht verglichen werden.

[1] Ich möchte hier nicht versäumen, darauf hinzuweisen, daß das Objektiv durch Drehen in der Fassung während der Beobachtung eines Bleiglanzschliffes bei mög-

Zur vorwiegend in Amerika geübten Erzbestimmung mit Hilfe der Ätzung möchte ich daran erinnern, daß sie wohl nur teilweise befriedigt, gerade aber zur Unterscheidung innerhalb gewisser Gruppen, wie z. B. Blei-Antimon-Sulfosalze, weniger geeignet ist.

Schließlich ist der mikrochemische Nachweis von Antimon mit Kaliumjodid und Cäsiumchlorid nicht eindeutig, auch nicht in der Ausführung ohne Kaliumjodid, die *Short* (5) empfiehlt, weil Antimon wie Wismut die messerklingenähnlichen Kristalle bildet. Antimon neben Wismut zu bestimmen, ist auf diese Weise nicht möglich. Eher gelingt der Nachweis von Wismut in Anwesenheit von Antimon, wenn man wie folgt verfährt. Nach dem Lösen der Mineralsplitter in Salpetersäure auf dem Objektträger nimmt man mit verdünnter Schwefelsäure auf, filtriert, indem man den Tropfen gegen ein winkelig geschnittenes Filtrierpapier laufen läßt und das Filtrat mit einem Glasstab nach unten, auf den noch reinen Teil des Trägers zieht. Ein Tropfen Wasser erzeugt meist schon eine Trübung bzw. den üblichen Niederschlag von Wismut- und/oder Antimonhydroxyd. Mit einem weiteren Filtrierwinkel zieht man die Flüssigkeit ab und prüft den Rückstand mit frischer Stannitlösung auf Wismut (Schwarzfärbung).

Eine Revision der mineralogischen Beschreibung an Hand der *Tornquist*schen Stufen war mir zwar nicht möglich, doch paßt die gegebene Beschreibung der Stufen und Anschliffe (Abbildungen) weitgehend auf meine Erze, so daß ich zweifellos analoges Material untersuchte.

Bei allen Proben war das Erz in milchigweißem Quarz eingesprengt. Die Größe der Erzkörner ist immer recht gering, etwa 1 zu 2 mm. Im Bruch erscheint immer mehr Erz, da die Erzlösung auf den feinen Scherflächen und Sprüngen einwanderte und hier auch das Erz abschied. Die kleinen Hohlräume als Schrumpfungsklüfte zu bezeichnen wie es *Tornquist* tat, dürfte nicht den Tatsachen entsprechen. Schon vor der Abscheidung des Erzes bildeten sich winzige Quarzkristalle, deren Querschnitte oft im Erz beobachtet werden können. Ebenso ist der schon bei *Tornquist* erwähnte Chlorit charakteristisch.

Als erstes Erz dieser Phase, die im negativen Sinn durch die Abwesenheit von Arsenkies, Pyrit, Kobalt-Nickelerze und Magnetkies gekennzeichnet werden kann, wurde Gold abgeschieden. Ein Grund

---

lichst genau gekreuzten Nicols, wenn es überhaupt verwendbar sein soll, in eine Stellung gebracht werden muß, in der optimale Dunkelheit mit bräunlichem Farbton herrscht. Ist dies erreicht, so wird man auch beim empfindlichen Nickelin scharfe Dunkelstellungen und die richtigen Farben in der 45°-Stellung erhalten.

hiefür ist wohl der, daß sich das Gold gerne randlich und in den haarfeinen Rissen, welche bisweilen von einem ehemaligen Hohlraum ausgingen, in Körnern und Blechen absetzte. Gegen das Innere zu erscheint das Gold in kleinen und kleinsten Körnchen im Blei-Wismuterz aufgelöst. Ein auffallend heller Farbton des Goldes ist durchaus nicht zu beobachten gewesen.

Als häufiger Begleiter des Goldes, besonders dann, wenn es reichlich auftritt, ist der Tetradymit zu nennen. Wie schon eingangs erwähnt, habe ich schon früher im Erz mit Hilfe der Rotfärbung in konzentrierter Schwefelsäure das Tellur nachgewiesen. Die Kristallplättchen sind allerdings so innig mit den anderen Erzen verwachsen, und meist so fein, daß von einer Wismutbestimmung im reinen ausgesuchten Erz Abstand genommen wurde. Die erzmikroskopischen Eigenschaften sprechen im Verein mit den Debyeaufnahmen eindeutig für Tetradymit, wie später gezeigt werden wird. Dieser läßt sich im allgemeinen gut anschleifen, die Oberfläche bleibt aber gerne etwas matt und ist kratzerempfindlich. Er stimmt darin völlig mit dem Tetradymit im Tellurobismutit-Tetradymit-Erz, welches *O. Ödman* (6) in seiner Bolidenschrift auf Tafel 40, Fig. b abbildet, überein. Die Form der Kristalle ist oft plättchenförmig, an Glimmerquerschnitte erinnernd. Auch dickere Körner sind zu beobachten. Vielfach ist eine Tendenz zur Ausbildung idiomorpher Kristalle merkbar. Zwillingsbildung war nur vereinzelt festzustellen. Das Reflexionsvermögen ist wesentlich größer als bei Bleiglanz, die Farbe ist deutlich creme. Im Gemenge mit Gold einerseits und den grauen Erzen ist die Farbe anfangs schwer anzusprechen, um so mehr als Gold gerne im Tetradymit auftritt. Frische, gute Anschliffe sind erforderlich, da man sonst den Tetradymit leicht für Wismut halten könnte, eine Verwechslung, die bisweilen vielleicht unterlaufen ist. Im Glaserz konnte ich bisher jedenfalls noch kein gediegen Wismut beobachten. Eine gewisse Abweichung von der Beschreibung, die *P. Ramdohr* (7) im neuen Buch gibt, ist die, daß bei Tetradymit die bräunlichen Töne bei + Nicols nicht sonderlich auffällig waren.

Einige Skizzen mögen die Verwachsung mit Gold veranschaulichen.

In Abb. 1 a ist ein Tetradymitplättchen im Querschnitt dargestellt, welches fast allseitig von dicken Goldkörnern umgeben wird. Selbst im Tetradymit ist gelegentlich Gold parallel 0001 eingelagert. In 1 b ist ein Zwilling getroffen, bei dem ein Goldeinschluß über die Spur der Zwillingsebene (Z) hinweg ins andere Individuum reicht. Also wohl ein Hinweis, daß das Gold zumindest gleichzeitig mit Tetra-

dymit abgeschieden wurde. An anderen Stellen desselben Schliffes sah man wieder ein Bild, wie die Abb. 2 es darstellt.

Abb. 1a.

Abb. 1b.

Au = Gold, T = Tetradymit, B = Cosalit-Bleiglanz, Q = Quarz. Anschliffskizze. Vergr. etwa 100 mal.

Es hat hier den Anschein, als ob Bleiglanz und Tetradymit kavernös in das Gold eindringen würden. Der Bleiglanz schließt hier keine Goldkörnchen ein, hingegen finden sich im Tetradymit Reste von Gold, welche ganz den gestrickten Formen, wie sie vom Silberglanz aus Joachimsthal bekannt sind, ähnlich sind. Diese Goldkörnchen würde ich im Gegensatz zu den parallel 0001 im Tetradymit eingelagerten Goldteilchen wohl eher als Verdrängungsreste ansehen. Man wird aber trotzdem nicht fehlgehen, wenn man Gold und Tetradymit als im wesentlichen gleichzeitig gebildet betrachtet; daran schließt sich die Kristallisation der Blei-Wismuterze.

Abb. 2. Au = Gold, T = Tetradymit, P = Bleiglanz, C = Speiskobalt (?), Q = Quarz. Anschliffskizze. Vergr. etwa 100 mal.

Daß besonders der Bleiglanz fingerförmig das Gold verdrängt, zeigt die Skizze in Abb. 3.

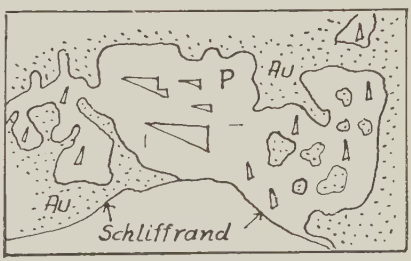


Abb. 3. Au = Gold, P = Bleiglanz. Anschliffskizze. Vergr. etwa 100 mal.

Während *O. Friedrich* in Schellgaden neben Tellur den Altait erstmalig in alpinen Lagerstätten fand, den *P. Ramdohr* im neuen Buch bereits anführt, handelt es sich beim Glaserz vom Radhausberg stets um Bleiglanz. Altait wäre, falls vorhanden, nicht zu übersehen gewesen. Gediegen Tellur fehlt ebenso. Dies ist nach der Paragenese durchaus zu erwarten.

Eine Frage bleibt, wo sich das spektralanalytisch durch *Schroll* festgestellte, ja längst bekannte Silber verbirgt; ich nehme an, daß es zum größeren Teil im Gold, zum kleineren im Bleiglanz zu suchen wäre, was leicht spektralanalytisch zu prüfen wäre. Ein besonderes Silbererz konnte ich bis jetzt jedenfalls nicht feststellen; Argentit hätte neben dem bleiglanzartig reflektierenden, immer wieder auftretenden Blei-Wismuterzen durch sein deutlich geringeres Reflexionsvermögen unbedingt auffallen müssen.

Schwieriger als die Bestimmung des Tetradymites war die der Blei-Wismuterze, um so mehr als nach den Ergebnissen *Tornquists* mit der Anwesenheit von Boulangerit, nach der Ansicht *H. Michels* von Jamesonit zu rechnen war. Tatsächlich sehen die für Boulangerit gehaltenen Cosalite vom Radhausberg den gefingerten, mit Bleiglanz innig verwachsenen Boulangeriten (früher Falkmanit), die *O. Ödman,* l. c. Pl. 27, Fig. a, abbildet, weitgehend ähnlich, so daß ich selbst lange Zeit im unklaren war.

Erst in letzter Zeit gelang es, eine Stufe zu finden, welche in mehreren Anschliffen keinen Tetradymit zeigte, sondern nur in feiner Einsprengung von etwa 1 mm^2 Querschnitt allein das boulangeritähnliche Erz in Verwachsung mit wenig Bleiglanz. Das Erz wurde aus dem Quarz herausgelöst und in der üblichen Weise qualitativ Blei, Kupfer (vom Kupferkies) und Wismut bestimmt. Antimon war eindeutig abwesend. Das Ergebnis dieser Bestimmung zerstreute nun die Bedenken, die ich auf Grund der Ergebnisse *Tornquists* und *Michels* begreiflicherweise noch immer an der spektralanalytischen Untersuchung *Schrolls* hegte. Seine Bestimmung ergab Blei, Wismut, Silber, Gold und Tellur [1]. Letzteres nur in jener Probe, in welcher Tetradymit vorhanden war. Somit verringerte sich die Zahl der in Frage kommenden Erze in erfreulicher Weise.

Für die Bestimmung der einzelnen Erze mit Hilfe von Debyediagrammen war einerseits zu wenig Material vorhanden, zum anderen ist das Erz derart feingemengt, daß es aussichtslos gewesen wäre, reines Material herauspräparieren zu wollen; somit blieb nichts anderes übrig, als ein Mischdiagramm aufzunehmen und dieses mit Reindiagrammen zu vergleichen. Im Hinblick auf die niedrige Symmetrie von Tetradymit und besonders Cosalit war zu erwarten, daß der Bleiglanz im Diagramm vorherrschen würde. Tatsächlich ist das Mischdiagramm recht dürftig, aber immerhin genügen die Linien, um sie als die stärksten Interferenzen von Tetradymit, Cosalit und natürlich Bleiglanz zu identifizieren. Als Vergleichsaufnahme für

[1] Nach einer brieflichen Mitteilung. Vergleiche auch eine Arbeit von *E. Schroll* über die Spurenvergesellschaftung ostalpiner Bleiglanze (Akad. Anz. Wien 1951).

Tetradymit diente eine eines Tetradymites von Cziklowa. Daß es sich tatsächlich um Tetradymit handelte, konnte durch Vergleich mit den von *R. W. Thompson* (8) angeführten d-Werten sowie durch einfachen Vergleich beider Diagramme kontrolliert werden. Als Vergleichsaufnahme für Cosalit wurde eine des Cosalites von Careboo bei Barkervill, Britisch-Columbien, angefertigt. Dieser Cosalit wurde von *H. V. Warren* (9) beschrieben und analysiert.

In der untenstehenden Tabelle sind die gemessenen d-Werte in Millimeter angeführt. Auf Intensitätsangaben wurde wegen der recht gleichmäßig sehr schwachen Linien verzichtet. Wismutglanz wäre, falls vorhanden, wegen der Koinzidenz seiner starken Linien mit den Linien der anderen Komponenten im vorliegenden Mischdiagramm nicht zu erkennen. In der Erzprobe, welche für das Mischdiagramm verwendet wurde, war Wismutglanz jedoch nicht zu beobachten. Schließlich wurde zur Sicherheit eine Debyeaufnahme eines Boulangerites von Boliden hergestellt. Völlig bleiglanzfrei war die Probe offenbar nicht, wie besonders die höheren d-Werte im Vergleich mit den analogen des Bleiglanzdiagrammes zeigen.

Tabelle der d-Werte in Millimetern. Kameraradius — 28·7 mm.

Bleiglanz	Gemenge	Cosalit	Tetradymit	Boulangerit
26·7	26·4	26		24·4
	29		29·2	
30·9	30·7	30·9		30·2
		32·1		
				38·6
	39·4		39·3	
		41	42	
43·7	43·1	42·7	43·1	43·3
	45	45		
	47	47	47	47·5
	48·4	48·3		
		51		49
51·7	51·8		52	51·2
		53		52·2
54	54			
	56		56	
	57·3		57·5	
			59·2	
63	63			
	65·1	64·1	64·7	
	68·4	67·9		66·3
69·4	70			
71·8	71·8			71·1
	73·1		73	
	75·7		75·6	
79·5	79·8		79	79·3

Aus den Werten für Bleiglanz und denen des Gemenges ist ohneweiters zu ersehen, daß sämtliche Bleiglanzinterferenzen im Gemenge wieder gefunden werden können. Wie sich auf Grund späterer Aufnahmen herausstellte, muß dieses Mischpulver zufällig sehr wenig Bleiglanz enthalten haben, denn sonst wären die anderen Komponenten, besonders der Cosalit, überhaupt nicht herausgekommen. Zieht man Debyeaufnahmen zur Identifizierung solcher Erzgemenge heran, so ist auf die eben erwähnten Erscheinungen zu achten, andernfalls kann man leicht zu falschen Ergebnissen kommen. So wurde das Glaserz von anderer Seite röntgenographisch

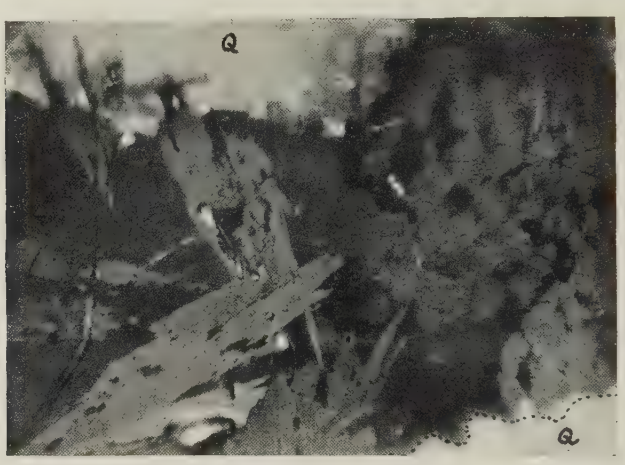


Abb. 4. Cosalit in hellen, leistenförmigen Längs- und unregelmäßigen dunkleren Querschnitten. Bleiglanz ist ganz dunkel. Q = Quarz. + N. Vergr. etwa 100 mal.

aufgenommen und für Bleiglanz gehalten. Man darf sich in solchen Fällen natürlich nie auf die Diagramme allein verlassen.

Zur Identifizierung des Cosalites würden die Linien: 45 und 48·3 ausreichen, ebenso wie für den Tetradymit die bei 29·2, 39·3, 56, 64·7, 73 und 75·6. Da durch eng nebeneinander liegende Linien zweier oder mehrerer Minerale die Linien verbreitert erscheinen können, so wurde immer der Schwerpunkt der Schwärzung gemessen, der, wie z. B. bei den Linien 26·7, 26·4 und 26, in charakteristischer Weise verlagert wird. Ein ähnlicher Fall liegt bei 43·1 mm vor. Hiedurch ist immerhin der Einfluß der Cosalit- bzw. Tetradymitbeimengungen feststellbar, der dann im Verein mit den charakteristischen Linien einen sicheren Schluß auf die Anwesenheit beider Minerale zuläßt.

Boulangerit kommt allein schon wegen des Fehlens einer wenigstens schwachen Linie bei 24·4 im Gemenge nicht mehr

in Frage. Die nur ungefähre Übereinstimmung einiger anderer Linien spricht ebenso für seine Abwesenheit bzw. für die Anwesenheit kleiner Mengen Bleiglanz, der bekanntlich innig mit Boulangerit verwachsen ist.

Nach alldem erschien die Vermutung, daß es sich um Cosalit handle, im wesentlichen bestätigt.

Bei der mich aber doch noch nicht restlos befriedigenden röntgenographischen Prüfung, ferner der auch noch im neuen Buch *Ramdohrs* noch nicht völlig ausreichenden erzmikroskopischen Charakterisierung des Cosalits und der eventuell noch, wenn auch in geringerer Menge in Frage kommenden Erze, wie besonders Lillianit und Galenobismutit, fiel mir ein sicheres Erkennen des Cosalites anfangs recht schwer. Ich ging daher von jenem Erz aus, welches am einheitlichsten war. Dieses war frei von Tetradymit und enthielt neben wenigem, ohneweiters erkennbaren Kupferkies, schon unter dem Binokular erkennbar, ein strahligfaseriges, lichtbleigraues Erz. Die Abb. 4 zeigt den Anschliff bei + Nicols.

Das Reflexvermögen des Cosalites ist durchaus dem des Bleiglanzes ähnlich, die Farbe ist nicht eigentlich creme, sondern zeigt eher einen Stich ins Grünliche; dies um so mehr, als der damit fein fingerartig verzahnte Bleiglanz eher rosagrau erscheint. Gegen den in anderen Schliffen vorkommenden, deutlich creme gefärbten Tetradymiten, ist der Cosalit keineswegs creme, sondern vielmehr blaugrau. Auch die Anwesenheit von Gold stört anfangs das richtige Erkennen der Farbe. Die Härte ist stets geringer, als die des Bleiglanzes. Reflexionspleochroismus war hier in manchen Schnittlagen in Öl, wenn auch sehr schwach, so doch sicher zu erkennen. Trotz der sonst durchaus gleichen Eigenschaften bestehen nun Unterschiede im Anisotropieeffekt. Dieser ist im Gegensatz zu der Angabe *Ramdohrs* auch ohne Öl bei exakt gekreuzten Nicols stets deutlich zu sehen. Die Auslöschung ist gerade. In Übereinstimmung mit der Beschreibung, die *O. Ödman* in der Bolidenarbeit für den Selenocosalit gibt, sind die Farben in der Hellstellung gelbgrau/rötlichgrau. Nun scheint die Stärke des Anisotropieeffektes des Cosalites von der Schnittlage sehr abhängig zu sein. Es kommen tatsächlich Schnitte mit nur sehr geringer Aufhellung vor. Die eben erwähnten Farben und Erscheinungen habe ich auch am Cosalit von Careboo beobachten können, während für Galenobismutit ausdrücklich das Fehlen einer farbigen Anisotropie hervorgehoben wird. Somit kann im Erz vom Radhausberg der Cosalit als gesichert angesehen werden. Die Abb. 4 ist mit der, die *Ödman*, l. c., von Galenobismutit veröffentlichte durchaus vergleichbar. Der Cosalit von Bärnbad im Hollersbachtal, der hier allerdings Wismut und Wismutglanz annähernd

parallel der Längsrichtung eingelagert hat, zeigt dieselben optischen Eigenschaften. Einige für sich allein in Quarz eingewachsene, bis fast einen Zentimeter lange Nadeln eines Cosalits (?) von Bärnbad zeigen wieder nicht die farbige Anisotropie und scheinen im Vergleich mit dem Lillianit von Illijärvi (Finnland), diesem näher zu stehen.

Ein sehr charakteristisches Bild des komplexen Glaserzes (mit Gold und Tetradymit) zeigt Abb. 5.

In optimaler Hellstellung sind drei Bereiche verschieden starker Anisotropie unterscheidbar. Die Schnittebene ist für alle drei Komponenten dieselbe, weil sie auch einwandfrei gleichzeitig (gerade) auslöschen. Die Grenzen der Komponenten gehen nicht etwa nur durch den Bleiglanz, sondern auch durch die Myrmekitkörperchen, wie die kleine Skizze Abb. 5 b zeigt. Diese soll jene Stelle in der Photographie verdeutlichen, auf die der kleine Pfeil weist. Quer durch die bei-

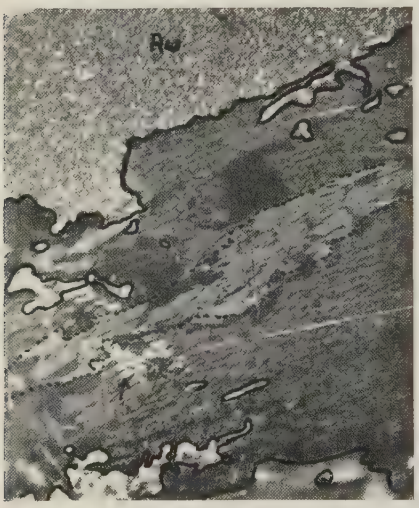


Abb. 5a. Cosalit und Galenobismutit in myrmekitischer Verwachsung mit Bleiglanz (ganz dunkel). Der Pfeil weist auf Galenobismutit. Strichliert umrandet ist eine hellere Cosalitkomponente. Au = Gold, Q = Quarz. + N. Vergr. etwa 100 mal.

Abb. 5b. Detail aus Abb. 5a.

den Myrmekitquerschnitte verläuft die Grenze der hellsten und dunkelsten, also der vorherrschenden Komponente. Diese ist Cosalit. Die oberen Teile der beiden Myrmekitteilchen entsprechen in ihrer relativ starken, aber nicht farbigen Anisotropie dem Galenobismutit. Somit, und dies scheint mir zur Zeit die ungezwungenste Erklärung, haben wir neben Cosalit als Hauptkomponente mit schwächster Anisotropie und feinsten Querschnitten eine, auch sonst in den Schliffen gar nicht so seltene zweite Komponente, welche durch lebhaftere, rötlichgraue bzw. lederbraune Anisotropiefarben und meist gröberen Stengelquerschnitten gekennzeichnet ist. Als dritte seltene Komponente wäre die stark anisotrope, dem Galenobismutit entsprechende anzusehen. Alle drei Komponenten müßten, nachdem nichts auf eine Zwillingsbildung hin-

weist, parallel orientiert bzw. noch vor dem Eindringen des Bleiglanzes achsenparallel verwachsen gewesen sein. An anderer Stelle im selben Schliff, Abb. 6, war grober Cosalit mit der hellsten Komponente ebenfalls parallel verwachsen; wieder war die Auslöschung völlig gleichzeitig. Diesmal konnte bei der hellen Komponente auch ohne Öl ein deutlicher Reflexionspleochroismus erkannt werden. Somit erscheint auch der Galenobismutit nach Möglichkeit gesichert. Was die mittlere, in ihrer Anisotropie wohl eher dem Cosalit nahestehende Komponente, welche in manchen Schliffen vorherrscht,

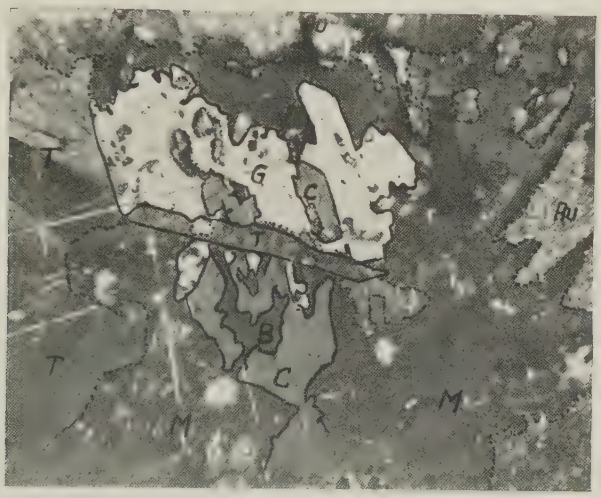


Abb. 6. Cosalit (C) und Galenobismutit (G) parallel verwachsen. Der Cosalit ist von Bleiglanz (B) durchwachsen. Au = Gold, T = Tetradymit, M = Gemenge von Cosalit, Bleiglanz und feinsten Goldkörnchen, welche in der Abbildung nicht deutlich auseinander gehalten werden können. Die Helligkeit des Galenobismutites kommt im Photo wesentlich stärker heraus. + N. Vergr. etwa 120 mal.

tatsächlich ist, kann vorläufig noch nicht gesagt werden. Eine Debyeaufnahme zeigte trotz verdoppelter Expositionszeit neben den Linien des Bleiglanzes nur zwei äußerst schwache Linien, welche wohl für Cosalit passen würden. Ich möchte aber trotzdem vermuten, daß es sich nur um Cosalit, vielleicht etwas abweichender chemischer Zusammensetzung handelt.

Es ist hier nicht beabsichtigt, auf die eigenartige myrmekitähnliche Struktur näher einzugehen. Die pseudoeutektische Struktur Bleiglanz-Cosalit, welche *A. L. Anderson* (10) abbildet, entspricht nicht der von Abb. 5. Viel mehr Ähnlichkeit besteht mit der Abb. 5 im neuen Buch *Ramdohrs*, welche er dort als wahrscheinliche Zerfallsstruktur eines Komplexerzes deutet. Ich möchte mich dieser Deutung in bezug auf das Glaserz aber nicht anschließen. In ein

und demselben Schliff ist nämlich fast reiner Bleiglanz und anderseits wieder fast reiner Cosalit neben dem myrmekitähnlichen Gemenge zu sehen. In Abb. 4 sieht man übrigens deutlich, wie die Spieße von Cosalit allein in den Quarz hineinragen, während im Falle einer echten Zerfallsstruktur das Cosalit-Bleiglanzgemenge eine gemeinsame Grenze erkennen lassen müßte. Ich halte den Bleiglanz für die jüngste Bildung dieser Phase. Er verdrängt nicht nur das Gold, wie Abb. 3 deutlich zeigt, sondern dürfte, besonders gerne längs der Fasern des Cosalites eindringend, diesen z. T. auflösend, die myrmekitische Struktur hervorgebracht haben.

Die Abscheidungsfolge im Glaserz vom Radhausberg wäre nach den bisherigen Beobachtungen folgende. Auf feinen Spalten und Klüften wuchsen neben sparsamen Chlorit außerordentlich kleine, unter dem Binokular aber deutlich erkennbare Bergkristalle. Dann folgte das Gold im wesentlichen gleichzeitig mit Tetradymit. Etwas jünger, aber auch noch im Zuge der Quarzbildung, kristallisierten die Blei-Wismuterze, unter denen der Cosalit vorherrscht. In relativ geringer Menge scheint lokal Kupferkies mit Cosalit aufzutreten. Nur in einem Schliff konnten neben Kupferkies, aber in Bleiglanz eingeschlossen, Verdrängungsreste von Wismutglanz beobachtet werden. Den Abschluß bildete nach Abscheidung des gesamten Tellur und Wismut der Bleiglanz, welcher, wie immer wieder festgestellt werden konnte, alle anderen Erze verdrängt.

Der seit alters her bekannte hohe Edelmetallgehalt des Glaserzes findet in der erstmaligen Feststellung des Tetradymites in jenem seine Erklärung. Auch anderswo auf alpinen Golderzgängen wird man sehr wahrscheinlich den Tetradymit und Cosalit erwarten können, wie der Fund im Hollersbachtale wohl schon andeutet. Das Tellur ist im Verein mit dem Wismut der wichtigste Edelmetallbringer. Eine Beobachtung, die vielerorts in der Welt gemacht wurde. Wismut allein scheint mir weniger wirksam zu sein. Die Glaserze ohne Tetradymit sind wesentlich ärmer an Gold.

Die bezeichnenden Sätze *C. F. Folmans* und *J. W. Ambrose* (11) haben also auch für das Glaserz vom Radhausberg im besonderen, für den dortigen Erzbezirk im allgemeinen, Geltung. Sie lauten: „Rich gold and silverbearing ores are mostly more complex, mineralogically, structurally and texturally, than average grade ores or lean ores from the same deposit. They commonly contain a number of rare minerals, not found in the body of the ore deposit, and the interrelation of the minerals furnishes a more complete record of the processes of mineralisation, especially of the final stage during which the introduction of the larger portion of the precious metals takes place, than do the average or low grade ores."

Literatur.

1. *Canaval, R.*, Car. II, Nr. 1, 1897. — 2. *Pošepny, F.*, Archiv für prakt. Geol. I. Bd., Wien, 1880. — 3. *Michel, H.*, Tsch. Mittl. Bd. 38, 1925. — 4. *Tornquist, A.*, Sitzb. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl., Abt. I, 142. Bd. 1933. — 5. *Short, M. N.*, Microscopic determination of the ore minerals. Geol. Survey Bull. 825 1931. — 6. *Ödman, O. H.*, Sveriges Geol. Unders. Arsbok 35, 1941. — 7. *Ramdohr, P.*, Die Erzmineralien . . . Berlin, 1950. — 8. *Thompson, R. W.*, Am. Min. Vol. 34, 1949. — 9. *Warren, H. V.*, Econ. Geol. Vol. XXXI, 1936. — 10. *Anderson, A. L.*, Econ. Geol. 29, 1934. — 11. *Folman, C. F.*, and *J. W. Ambrose*, Econ. Geol. Vol. XXIX, 1929.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Zur Häufigkeit der Pyritformen.

Von

Peter Paulitsch.

(Eingelangt am 9. Dezember 1950.)

In einer Mitteilung des Verfassers über die röntgenographische Formentrennung des Pyrites wurde bemerkt, daß laufende Untersuchungen von österreichischen und anderen Fundorten durchgeführt werden (1). Im folgenden sind die Ergebnisse der statistischen Untersuchungen bekannt gegeben.

Herr Prof. Dr. *E. Onorato* hat mich in liebenswürdiger Weise darauf aufmerksam gemacht, daß er schon einmal auf die prinzipielle Möglichkeit der Trennung von positiven und negativen Pyritformen hingewiesen und an einem Beispiel ausgeführt hat (2). Dafür möchte ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen.

Die entsprechende Arbeit (2) war mir weder im Original, noch auch im Referat zugänglich und auch aus späteren Arbeiten konnte kein Bezug entnommen werden.

Das wesentlichste Ziel meiner Arbeit (1) war es, ein möglichst einfaches Verfahren der Formentrennung durch Typisierung der Aufnahmen auszuarbeiten und die Ergebnisse statistisch auszuwerten. Das ist, wie in (1) ausgeführt, durch Berücksichtigung der häufigsten kristallographischen Ausbildung des Pyrites (Würfel und Pentagondodekaeder), durch die Wahl der Einstrahlungsrichtung in bezug auf die Kristallgestalt und weiter durch die Verwendung der entsprechenden Wellenlänge (Kupfer- bzw. Molybdänstrahlung) erreicht worden.

Es ergaben sich daraus charakteristische und leicht indizierbare Schwenkaufnahmen.

In der nunmehrigen Mitteilung wird außer den 16 schon bestimmten Fällen (1) über weitere 53 Röntgenaufnahmen berichtet.

Der Großteil der Pyrite stammt aus der Sammlung des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Graz, weiter wurden noch neun Stufen aus dem Naturhistorischen Museum,

Wien, untersucht, die zum Teil positive und negative Formen am selben Kristall erwarten ließen. Für die freundliche Überlassung dieses Materials möchte ich Herrn Hofrat Dr. *A. Michel* meinen ergebensten Dank aussprechen, desgleichen Herrn Kustos Dr. *A. Schiener* für seine Bemühungen.

Der Charakter der Formen der Kristalle folgender Fundorte wurde bestimmt.

Steiermark: Erzberg, Gollrad/Seeberg, Kathrein a. d. L., Neuberg/Arzbachgraben, Oberdorf, Stübing, Trofaiach.
Salzburg: Tweng.
Kärnten: Waldenstein.
Außer Österreich: Felsöbanya, Brosso/Piemont, Elba.

Die Kristalle standen öfter in eingewachsenen Individuen zur Verfügung und ein Herauspräparieren sollte vermieden werden. In den meisten Fällen wäre dies auch unzweckmäßig gewesen, da die Kristalle von Sprüngen durchsetzt, zerfallen wären.

Es konnten demnach bei der zweikreisigen goniometrischen Vermessung nicht alle Flächen erfaßt und in die Beschreibung aufgenommen werden. Das Ziel dieser Untersuchung wird davon aber nicht berührt, da neben den kleinen ausgebildeten Flächen vor allem der Charakter der die Form beherrschenden Fläche bestimmbar war.

In der folgenden Beschreibung der einzelnen Kristalle wird bereits die durch die Röntgenaufnahme erhaltene „richtige" Indizierung gebraucht, [z. B. + (210) oder — (120)] so daß damit zugleich der Charakter der Form zum Ausdruck kommt.

Erzberg: Kristallgröße 1 × 1 cm, 2 Kristalle; Inv.-Nr. 376, Min.-petr. Inst. Graz. Auch die weiteren Inventar-Nummern beziehen sich auf Stücke aus dem hiesigen Institut.
Herrschende Form: (100); klein: (111) und + (210)-Flächen.
Streifung auf + (210) ist die Kombinationsstreifung nach (100).

Gollrad: Kristallgröße: 3 × 5 mm. 12 Kristalle; Inv.-Nr. 176.
10 Kristalle: Alleinige Form + (210).
1 Kristall: Herrschende Form + (210) und schmale (100)-Flächen.
1 Zwilling nach (110) mit + (210) als alleinige Form.
Streifung auf allen + (210) nach (100).

Kathrein a. d. L.: Kristallgröße 1·5 × 2 cm. 2 Stücke; Inv.-Nr. 6778.
Eine Parallelverwachsung zweier + (210)-Pentagondodekaeder.
1 Zwilling nach (110) mit herrschender + (210)-Fläche und kleinen (111)- und (100)-Flächen.
Streifung auf allen + (210) nach (100).

Neuberg/Arzbachgraben: Kristallgröße 2·5 × 3 cm. 1 Stück; Inv.-Nr. 6698.
1 Zwilling nach (110) mit alleinigem + (210)-Pentagondodekaeder. Die Streifung verläuft auf + (210) nach (100) und (1k2).

Oberdorf, Tragöß: Kristallgröße 1 × 1·5 cm. 2 Kristalle in Talk; Inv.-Nr. 6909.
Ein + (210)-Pentagondodekaeder ohne Streifung.
Ein + (210)-Pentagondodekaeder mit kleineren (100)-Flächen. Streifung auf + (210) verläuft nach (100).

Stübing: Kristallgröße 1 × 1 cm. 6 Kristalle; Inv.-Nr. 5497.
3 einzelne + (210)-Pentagondodekaeder mit Streifung nach (100).
2 Zwillinge nach (110) mit + (210)-Flächen, wobei die Streifung auf diesen Flächen nach (100) und (1k2) verläuft.
1 einzelnes + (210)-Pentagondodekaeder mit Streifung nach (1k2).

Trofaiach: Kristallgröße 1 × 1 cm. 3 Kristalle; Inv.-Nr. 2798 u. 2845.
Drei Würfel mit kleineren (110)- und + (210)-Flächen, wobei die Streifung auf den letzteren nach (100) verläuft.

Tweng: Kristallgröße 7 × 8 mm 1 Kristall aus Serizitschiefer; Inv.-Nr. 302.
Herrschende Form (100) mit Kombinationsriefung nach + (210).

Waldenstein: Kristallgröße 2 × 3 cm. 1 Kristall; Inv.-Nr. 4844.
Herrschende Form + (210) mit kleinen (122)-Triakisoktaeder- und (211)-Deltoiddodekaeder-Flächen.
Die Streifung auf + (210) verläuft nach (100).

Kristallgröße 1 × 1·5 cm. 1 Kristall; Inv.-Nr. 2362.
Rostige + (210)-Flächen stehen mit glänzenden (111)-Flächen im Gleichgewicht. Ohne Streifungen.

Kristallgröße 2 × 3 cm. 1 Kristall; Inv.-Nr. 2133.
+ (210)-Flächen groß. Kleine (111)- und (122)- und (211)-Flächen.
Die Streifung auf + (210) nach (100) und (1k2) parkettiert.

Kristallgröße 2 × 2·5 cm. 1 Kristall; Inv.-Nr. 380.
+ (210)-Flächen, groß; kleine, glänzende (111)-Flächen.
Streifung auf + (210) verläuft nach (1k2).

Kristallgröße 2·5 × 3 cm. 2 Kristalle; Inv.-Nr. 377.
Parallelverwachsung zweier + (210)-Pentagondodekaeder mit schmalen (100)-Flächen.
Streifung auf + (210) nach (100).

Kristallgröße 1 × 1·5 cm. 1 Kristall; Inv.-Nr. 2135 b.
Herrschend + (210), mit kleinen (110)-Flächen, sowie mit (211)- und (122)-Flächen.

Felsöbanya: Kristallgröße 1 × 1·5 cm. 1 Kristall; Inv.-Nr. 4990.
Ein + (210)-Pentagondodekaeder mit engschariger Streifung nach (100).

Kristallgröße 7 × 8 mm. Inv.-Nr. 1900.
Ein + (210)-Pentagondodekaeder, nach (100) gerieft.

Ohne Fundort: Kristallgröße 6 × 4 cm. Inv.-Nr. 6773.
Parallelverwachsung von vier + (210)-Pentagondodekaedern, jedes mit kleinen, glänzenden (111)- und kleinen, matten positiven Dyakisdodekaedern.
Die + (210)-Flächen sind häufiger nach (100) und selten nach (1k2) gestreift.

Bei den bisherigen Kristallen treten am selben Individuum negative und positive Pentagondodekaederflächen nicht auf. Bei den nun folgenden Stufen, aus dem Naturhistorischen Museum Wien, konnten beide Formencharaktere am selben Kristall beobachtet werden.
Mittlere Stückgröße 2 × 3 cm.

Brosso bei Ivrea; Piemont: Inv.-Nr. F 2941.
+ (210) groß, glatt.
(110) mittel, glatt.
— (230) klein, gestreift.

Brosso: Inv.-Nr. F 2944.
Parallelverwachsung mehrerer Individuen.
+ (210) groß, glänzend.
(110) mittel, rauh.
— (230) klein, matt.

Brosso: Inv.-Nr. F 2961.
+ (210) mittelgroß, glänzend.
(110) mittelgroß, rauh.
— (230) klein, rauh.

Ohne Fundort: Inv.-Nr. I 5195.
Es liegt ein Kristallbruchstück mit großer, nach (1k2) gestreifter + (210)-Fläche vor.

Ohne Fundort: Inv.-Nr. H 5385.
+ (210) groß, glänzend.
(110) mittelgroß, matt.
— (230) klein, glänzend.

Ohne Fundort: Inv.-Nr. 5400.
+ (210) mittelgroß, glatt.
(100) schmal, gestreift.

Elba: Inv.-Nr. 5216.

Auf blättrigem Eisenglanz sitzt eine Parallelverwachsung von vier Pyritindividuen auf.

+ (210) groß, gestreift nach (100).
(100) schmal, glatt.
(111) klein, glatt.

Aus diesen statistischen Untersuchungen geht hervor, daß als Form beherrschendes Pentagondodekaeder die Form (210), positiv, in den zur Verfügung stehenden Handstücken auftritt, während als negatives Pentagondodekaeder öfter (230) ausgebildet war.

Die Häufigkeit der positiven und negativen Dyakisdodekaeder scheint keine größeren Unterschiede aufzuweisen.

Aus den verschiedenen oben angeführten Kombinationen und Streifungsrichtungen kann ersehen werden, daß die Streifungsrichtung von der Art der Form unabhängig ist.

Herrn Prof. Dr. *H. Heritsch* erlaube ich mir für die Möglichkeit der Durchführung der Untersuchungen zu danken.

März 1950.

Literatur.

1. *Paulitsch, P.*, Röntgenographische Unterscheidung von positiven und negativen Pyritformen. Tscherm. min. petr. Mitt. *1* (1948), 285. — 2. *Onorato, E.*, Determinazione delle forme dirette ed inverse nella pirite. Period. d. Min. *II*, no. 1 (1931), IX.

Literatur: Neue Bücher.

Volcanic Geology, Hot Springs and Geysers of Iceland. Von *T. F. W. Barth.* Mit 68 Textabb., 31 Bildtafeln und Karten, XI, 174 S. Washington: Carnegie Institution (Publ. 587) of Washington. 1950. Kart. $ 5.—, geb. $ 5.50.

Die Unterlagen der durch zahlreiche Photowiedergaben und Kartenbeilagen höchst aufschlußreich bebilderten Monographie bilden die zahlreichen Untersuchungen über den Vulkanismus und die thermale Aktivität in Island, die vielfach in dänischer oder isländischer Sprache erschienen und daher wenig zugänglich sind, und zwei Reisen des Verfassers in den Jahren 1934 und 1937, die unter anderem zu Detailkartierungen mehrerer Heißquelldistrikte führten. Das Manuskript war 1940 fertiggestellt gewesen, doch hat die Okkupation Norwegens die Drucklegung zunächst verhindert. Erst jetzt war es dem Verf. möglich, das Werk unter Mitverwendung der neuesten Literatur herauszubringen.

Einer eingehenden Beschreibung der einzelnen Gebiete mit Thermaltätigkeit auf der für das Studium des Vulkanismus und der Thermalaktivität klassischen Insel gehen ausführliche Ausführungen über Ursprung und Chemismus der heißen Quellen, über ihre geochemische Bedeutung und ihre Einwirkungen auf die in ihren Bereich fallenden Gesteine (Auslaugung und Metasomatosen) voraus.

Die Zahl der unmittelbar beobachtbaren heißen Quellen mit ihrer, von verschiedenen Umständen beeinflußten, wechselnden Beständigkeit beläuft sich auf mehrere tausend; dazu kommen noch zahlreiche untermeerische in den Küstengebieten und solche unter den Gletschermassen. Die Quellen sind sauer bis alkalisch (pH = 2 bis 9) und stellen erhitztes Grundwasser mit reichlich gelösten vulkanischen Gasen dar, welch letztere mit der Entfernung vom vulkanischen Zentrum mehr und mehr verbraucht werden, so daß schließlich der Gasbestand überwiegend aus Kohlensäure und nach Verbrauch der letzteren nur mehr aus Stickstoff und Argon besteht.

Unter den Quellen sind nur etwa 30 aktive Geisers. Im Gegensatz zu der Auffassung von *Bunsen* sprechen die Temperaturbeobachtungen des Verfassers, für welche neue Spezialmeßeinrichtungen benutzt wurden, in Übereinstimmung mit der wenig beachteten Theorie von *Thorkelsson* (1940) dafür, daß Quellgase, die bei höheren Temperaturen und niedrigem Druck freiwerden, die Geisertätigkeit hervorrufen; die Temperatur steigt zwar mit zunehmender Tiefe, aber nicht in demselben Ausmaß, als der Verdampfungspunkt mit der Tiefe ansteigt.

Sehr nützlich ist neben dem ausführlichen allgemeinen Register ein Sonderverzeichnis der isländischen geographischen Namen und ein kleines Verzeichnis mit den Übersetzungen der in den Ortsbezeichnungen auftretenden isländischen Worten.

F. Machatschki, Wien.

Crystals and the Polarising Microscope. A Handbook for Chemists and Others. Von *N. H. Hartshorne* und *A. Stuart.* Zweite Auflage. Mit 312 Textabb., XII, 473 S. London: E. Arnold & Co. 1950. Geb. 50 s. net.

Dieses Buch stellt sich die Aufgabe, den Chemikern das notwendige Rüstzeug zu liefern, damit sie das Polarisationsmikroskop erfolgreich als Hilfsmittel in ihrem Arbeitsgebiet verwenden können. Es ist ja leider Tatsache, daß man

von diesem Instrument noch vielfach zu wenig Gebrauch macht, und wenn man auch zugibt, daß das Einarbeiten einige Zeit beansprucht, so macht sich doch diese Mühe bezahlt. Da sich zudem durch die Entwicklung der Polarisationsfilter die Anschaffungskosten eines solchen Instrumentes vielleicht doch im Verhältnis zu früher verringern werden und so ein — und nicht das geringste — Hindernis einer weiteren Verbreitung verkleinert wird, ist es doppelt zu begrüßen, daß die Chemiker erneut auf den Anwendungsbereich des Polarisationsmikroskopes hingewiesen werden.

Das Werk von *Hartshorne* und *Stuart* stellt eine vorzügliche Anleitung zur optischen Kristalluntersuchung dar. Der Leserkreis, an den es sich vor allem wendet, wird es sicher sehr begrüßen, daß einleitend auch die Kristallmorphologie in dem für optische Untersuchungen notwendigen Ausmaß behandelt wird. Bei der Besprechung der Kristalloptik achten die Autoren darauf, daß die Theorie nicht zu viel Raum in Anspruch nimmt und nicht zu schwierig gebracht wird — das soll jedoch nicht heißen, daß sie zu flüchtig behandelt wird; das sieht man schon daraus, daß auch der Zusammenhang zwischen Kristalloptik und Struktur gebührende Berücksichtigung findet. Die Praxis des Mikroskopierens wird in allen Details beschrieben, selbst bis zu vielen kleinen praktischen Handgriffen. Das ist besonders für Interessenten von Wichtigkeit, die sich ohne weitere persönliche Anleitung in die optische Kristalluntersuchung einarbeiten wollen.

Der Aufbau des Buches ist sehr gut, die Sprache klar. Der Stoff wird viel ausführlicher gebracht, als es in den Lehrbüchern der Mineralogie üblich und möglich ist; so werden auch seltener gebrauchte Methoden — wie z. B. der Drehtisch — behandelt. Ein ganzes Kapitel (mit 31 Seiten) ist den flüssigen Kristallen gewidmet.

Einen zwar äußerlichen, aber dennoch wichtigen Umstand möchte ich nicht versäumen anzuführen. In dem Buch ist die „45°-Stellung" von Achsenbildern zweiachsiger Kristalle ebenso wie die Einschubrichtung von Gipsplättchen und Quarzkeil NO-SW, während in der deutschsprachigen Literatur SO-NW üblich ist, ferner sind die Schwingungsrichtungen von α' und γ' bei Gipsplättchen und Quarzkeil verschieden, während sie hier üblicherweise gleich sind. Darauf muß der Anfänger beim Vergleich mit anderen Büchern achten, um nicht scheinbare Widersprüche zu sehen.

Obwohl das Buch mehr auf die Belange der Chemiker Rücksicht nimmt, ist es auch für den Mineralogen und Petrographen wertvoll, vor allem bei der Untersuchung von Einzelkristallen. Die Dünnschliffuntersuchung tritt naturgemäß etwas in den Hintergrund.

„Crystals and the Polarising Microscope" kann allen bestens empfohlen werden, die sich modern in das Gebiet der optischen Kristalluntersuchung einarbeiten wollen; ganz besonders wertvoll ist es für den Chemiker, da es seinen Interessen besonders entgegenkommt und im Gegensatz zu manchen anderen Werken auch die notwendigen kristallographischen Grundlagen enthält. Die Ausstattung des Werkes ist vorzüglich. Daß es keine Farbtafeln besitzt, die dem Anfänger manche Schwierigkeit beseitigt hätten, findet seine Erklärung sicher in der Absicht der Autoren, den Preis womöglich nicht zu verteuern.

J. Zemann, Wien.

Künstliche Elementumwandlung. Isotopentabelle zur Berechnung kernphysikalischer Prozesse. Von *S. Oehlinger*. Wien: S. Oehlinger Arbeitsgemeinschaft. 1950.

Ein Versuch, die künstlichen Elementumwandlungen in Tabellenform unter Benützung von Lesezeichen übersichtlich darzustellen und zu verfolgen; er leidet nur darunter, daß solche Tabellen bei der von Monat zu Monat rasch fortschreitenden Entwicklung auf diesem Gebiet sehr bald unvollständig werden.

F. Machatschki, Wien.

Lagerstättenlehre. Ein kurzes Lehrbuch von den Bodenschätzen in der Erde. Von *W. Petrascheck* und *W. E. Petrascheck*. Mit 233 Textabb., VIII, 410 S. Wien: Springer-Verlag. 1950. S 120.—, geb. S 129.—; sfr. 36.50, geb. sfr. 39.—; $ 8.40, geb. $ 9.—; DM 35.—, geb. DM 37.80.

Das vorliegende Buch behandelt im Gegensatz zu anderen lagerstättenkundlichen Büchern in gedrängter Form das *Gesamt*gebiet der Lagerstättenlehre. Soweit irgendwie erreichbar, sind schon im Text Produktionsdaten angeführt; diese sollen durch eine Tabelle von *W. Hagen* am Ende des Buches für das Jahr 1948 ergänzt werden. (Diese Tabelle ist viel unvollständiger, als sie auch angesichts der Produktionsverschleierungen zu sein brauchte; letztere sind ja außerordentlich bedauernswert, weil sie auf diesem Sektor eine einer Allgemeinplanung zugrunde zu legende Übersicht über die gegebenen Möglichkeiten verhindern; nach der Tabelle scheint z. B. Österreich mit einer unwahrscheinlich hohen Produktionszahl für Antimon an dritter Stelle zu stehen; da sogar für sehr wichtige Produktionsgebiete selbst Schätzungszahlen fehlen, ist eine solche Tabelle nicht sehr nützlich. Ref.)

Besonders in den Abschnitten Erzlagerstätten (170 S.), Kohlen- (80 S.) und Erdöl- (50 S.) Geologie ist alles da, was der Bergbaustudierende braucht; die Beispiele sind gut ausgewählt. In den Ausführungen über die Erzlagerstättenbildung ist im wesentlichen die übliche Gliederung beibehalten. Es fehlt hier auch nicht an Ausführungen über die Aufsuchung und Begutachtung von Erzlagerstätten unter starker Betonung der modernen geophysikalischen Methoden. In allen Punkten wirken sich hier die theoretischen und praktischen Erfahrungen der beiden Verf. bestens aus.

Zu kurz geraten erscheinen dem Referenten manche Teile des 2. (Industriemineralien, Steine und Erden) und der 3. Abschnitt (Salze); es befremdet, hier Rohstoffnamen wie Kernit, Amblygonit, Montmorillonit, Halloysit, Phlogopit, Granat usw. überhaupt nicht erwähnt zu finden, ebenso daß die Borate und der Salpeter von den Salzen weg mitten zwischen Glaukonit, Pegmatite und Tone gestellt sind. Den marinen Salzen sind insgesamt 20 S. gewidmet; die verwendungstechnischen Angaben sind öfters nicht zeitgemäß; so fehlt z. B. beim Diamanten ein Hinweis auf seine heute so ausgedehnte Verwendung als „Ziehstein".

Eine Reihe von Druckfehlern wirkt sich nicht störend aus.

Im ganzen gesehen kann das bestausgestattete und instruktiv bebilderte Werk über den Kreis der Bergbau- und Geologiestudierenden hinaus auch den Praktikern zum Studium bestens empfohlen werden. *F. Machatschki,* Wien.

Geometrische Kristallographie und Kristalloptik und deren Arbeitsmethoden. Eine Einführung. Von *F. Raaz* und *H. Tertsch*. Zweite, verbesserte Auflage. Mit 260 Textabb., X, 215 S. Wien: Springer-Verlag. 1951. S 66.—, sfr. 19.50, $ 4.50, DM 19.—.

Das vorliegende Werk hat in der notwendig gewordenen zweiten Auflage nur ganz wenige kleine Verbesserungen erfahren — im wesentlichen ist es ein Nachdruck der ersten Auflage. Nachdem dieses vorzügliche Buch längere Zeit vergriffen war, steht es nun den Studenten der Mineralogie und Kristallographie

wieder zur Verfügung und wird viele mit der geometrischen Kristallographie und Kristalloptik vertraut machen. Ohne Zweifel wird es, ebenso wie es bei der ersten Auflage der Fall war, allseits freundliche Aufnahme finden. Druck und Papier sind auch diesmal sehr gut. *J. Zemann,* Wien.

Contributions to the Study of Depositional Fabrics. Rhythmically deposited triassic limestones and dolomites. Von *B. Sander.* Ins Englische übersetzt von Eleanora Bliss *Knopf.* Mit 54 Abb., VIII, 207 S. Tulsa, U. S. A.: The American Association of Petroleum Geologists. 1951.

Es bezeugt die Bedeutung der im Jahre 1936 in den Miner. u. Petrogr. Mitteilungen, Bd. 48, erschienenen Abhandlung von *B. Sander* für den Forscher und Praktiker, daß diese von einer früheren Mitarbeiterin in die englische Sprache übersetzt wurde. Eingeleitet wird die Arbeit durch ein Vorwort der Übersetzerin. *F. Machatschki,* Wien.

Kristallometrisches Praktikum. Grundbegriffe und Untersuchungsmethoden. Von *R. Schroeder.* Mit 156 Textabb., VIII, 199 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1950. DM 15.60.

Diese Einführung in die Kristallometrie, worunter Messen, Zeichnen und Berechnen von Kristallen verstanden wird, steht sehr unter dem Einfluß des Schaffens von *V. Goldschmidt,* es sind vor allem *seine* Methoden, welche in diesem Buch behandelt werden. In dieser Beschränkung liegt sein Nachteil und sein Vorteil. So treten die vielverwendeten Millerschen Symbole etwas gegen die Goldschmidtschen zurück, so wird ferner das Kristallzeichnen aus der gnomonischen Projektion erläutert, nicht jedoch aus der stereographischen. Das bringt es mit sich, daß jene Kristallographen, welche an die Arbeit mit Millerschen Indizes und Wulffschem Netz (das nicht einmal erwähnt wird) gewöhnt sind, für ihre praktische Arbeit nicht zu viele Anregungen gewinnen können.

Die weitgehende Beschränkung auf die Goldschmidtschen Methoden bringt dem Buch aber auch manchen Vorteil. So kann vor allem auf nicht zu großem Raum viel untergebracht werden — und dadurch kann manches, das dem Autor wichtig erscheint, etwa die „Komplikation", in einem Umfang gebracht werden, den man in ähnlichen Büchern sonst nicht findet.

Dem Ref. erscheint das Buch vor allem für den etwas Vorgeschrittenen, der sich in die Goldschmidtschen Methoden einarbeiten will, wertvoll — dazu ist es in einzigartiger Weise geeignet. Es wird sicher dazu beitragen, diesen Methoden eine noch weitere Verbreitung zu sichern. *J. Zemann,* Wien.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

Aus dem Institut für angewandte Mineralogie und Petrographie an der Technischen Hochschule Wien.

Synthese von Nontronit.

Von

G. Hamilton und **W. Furtwängler.**

Mit 6 Textabbildungen.

(Eingelangt am 16. März 1951.)

Die Synthese von Montmorillonit (1) und Hectorit (2) zeigt, daß die Bildung dieser Tonminerale bei verhältnismäßig niedriger Temperatur erfolgt. Für das eisenreiche Endglied der Montmorillonitgruppe, den Nontronit, fanden *R. H. Ewell* und *H. Insley* (3) unter hydrothermalen Bedingungen eine Bildungstemperatur von 340° bis 350°. Zur Identifizierung ihres Produktes bedienten sie sich der chemischen Analyse, des Röntgendiagramms und der Brechungskoeffizienten.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen jedoch, daß das Bildungsbereich von Nontronit beträchtlich tiefer liegt, nämlich zwischen 175° und 290°. Ähnlich wie bei Montmorillonit und Hectorit ist die Gegenwart von Alkali- (Erdalkali-) Ionen für das Gelingen der Synthese notwendig. Die Identifizierung der Syntheseprodukte erfolgte durch Bestimmung der Brechungsindices, durch Röntgenanalyse und Differentialthermogramm. Als wichtige Eigenschaften wurden das Verhalten gegen Salzsäure, der thermische Abbau und der Kationenaustausch bestimmt.

1. Synthese.

a) Aus den Oxydhydraten.

Montmorillonit und Hectorit lassen sich unter hydrothermalen Bedingungen aus einem Gemenge der Oxyde bzw. Oxydhydrate herstellen, sofern es sich um aktive Modifikationen handelt. Entsprechende Versuche zur Synthese von Nontronit zeigten stets ein negatives Ergebnis.

Als Ausgangsmaterial dienten Kieselsäurehydrat (p. a. *Merck*) und Eisenhydroxyd, das durch Fällen eines Eisen (III)-Salzes mit Am-

moniumhydroxyd bei Zimmertemperatur erhalten wurde. Dieses frisch gefällte, bei 55° getrocknete Gel war röntgenamorph.

Das Gemisch, in dem das Verhältnis der Komponenten Fe_2O_3 : : $SiO_2 = 1 : 4$ betrug, wurde in Gegenwart von Natronlauge verschiedener Konzentration bei Temperaturen von 100° bis 350° und entsprechenden Drücken 24 Stunden und länger in einer Bombe behandelt. Das Reaktionsgemisch befand sich in einem Silbertiegel, der Füllungsgrad betrug 33%. Das Ergebnis der hydrothermalen Behandlung war stets ein Gemenge von Hämatit und Kieselsäure.

Wie das Differentialthermogramm der ursprünglichen, also noch nicht behandelten Mischung der beiden Komponenten zeigt (Abb. 1), vermag die SiO_2 in einem derartigen Gemenge die bei etwa 400° einsetzende Kristallisation des Eisenhydroxydes nicht zu ver-

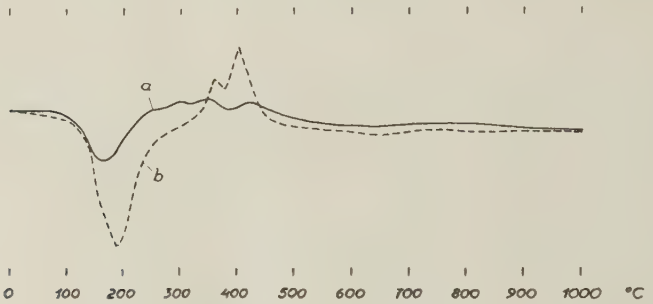


Abb. 1. Differentialthermokurven von $Fe(OH)_3$ (b) und $Fe(OH)_3 + SiO_2$ (a).

hindern. Das „Verglimmen" und die damit verbundene Bildung von α—Fe_2O_3 (4) vollzieht sich fast unbeeinflußt von der Gegenwart der Kieselsäure.

Wie weiter unten gezeigt wird, ist dies bei gemeinsamen Gelfällungen nicht der Fall; die Kristallisation des Eisenhydroxydes wird hier durch die Kieselsäure stark verzögert. Das Fehlen des kristallisationshemmenden Einflusses der Kieselsäure auf das Eisenhydroxyd im ersten Falle geht offenbar auf ungenügenden Kontakt der mechanisch gemengten Komponenten zurück. Dies ist eine Erklärungsmöglichkeit für das Mißlingen der Synthese.

b) Aus Gelgemengen.

Durch Zusammenfällen einer Eisenchlorid- und Natriumsilikatlösung unter geeigneten Bedingungen erhält man ein Gelgemenge, das durch hydrothermale Behandlung in Nontronit übergeführt werden kann.

Es wurde wie folgt verfahren: In eine verdünnte Wasserglaslösung wurde bei Zimmertemperatur unter Rühren Eisenchloridlösung tropfenweise zugegeben, so daß das endgültige Molverhältnis $Fe_2O_3 : SiO_2 = 1 : 4$ betrug. Die Lösung wurde mit Natronlauge neutralisiert, das Gelgemenge abfiltriert, bei 55° getrocknet, zerkleinert, chlorfrei gewaschen und schließlich abermals bei 55° getrocknet.

Ein derartiges Gelgemenge hatte folgende Zusammensetzung:

SiO_2	47·4%
Fe_2O_3	31·1%
H_2O	18·7%
Na_2O	2·9%

Dies entspricht einem Molverhältnis von

$$Na_2O : Fe_2O_3 : SiO_2 : H_2O = 0{\cdot}24 : 1 : 4{\cdot}05 : 5{\cdot}32.$$

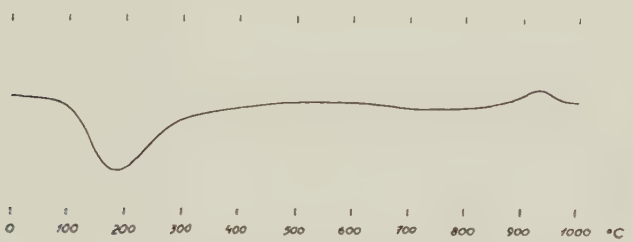


Abb. 2. Differentialthermogramm des Gelgemenges $Fe_2O_3 : SiO_2 = 1 : 4$.

Das Na_2O ist demnach durch Waschen allein nicht zu entfernen. Eine 10stündige Elektrolyse jedoch vermag diesen Gehalt auf einen geringen Rest zu verringern. Das so erhaltene Produkt ist röntgenomorph, von HCl 1 : 1 wird es leicht zersetzt. Das Kationenaustauschvermögen (S-Wert) wurde nach dem bei *U. Hofmann* und *K. Giese* (5) angegebenen Verfahren bestimmt; es betrug 90 mval/100 g.

Die Wasserabgabe beim Erhitzen verläuft kontinuierlich, was auf keinerlei Unterschiede in der Wasserbindung schließen läßt. Das Differentialthermogramm (Abb. 2) zeigt die Tatsache, daß die Gegenwart von amorpher SiO_2 eine verzögernde Wirkung auf die Kristallisation des Eisenhydroxydes ausübt, was auch für Gelgemenge von SiO_2 und Al_2O_3 bekannt ist.

Damit kann die Voraussetzung für eine hydrothermale Umwandlung in Nontronit gegeben sein. Die exotherme Spitze bei etwa 930° zeigt die Bildung von α-Fe_2O_3 an, die normalerweise bei viel niedrigerer Temperatur auftritt. Bei einem Molverhältnis $Fe_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1$, also bei geringerem SiO_2-Gehalt, tritt die Kristallisation

schon bei 872° auf (Abb. 3). Die frei werdende Wärmemenge kommt in einer scharf ausgeprägten Spitze zur Geltung, ähnlich der γ-Al_2O_3-Bildung bei thermischem Abbau von Kaolinit.

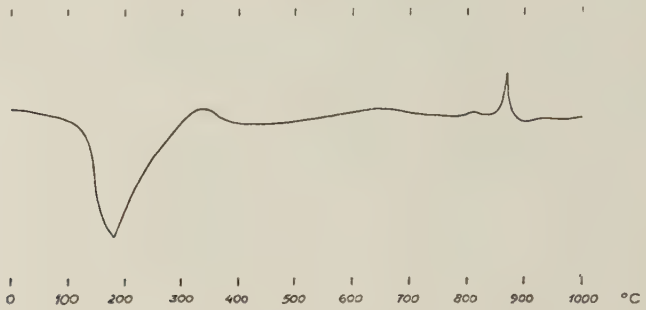


Abb. 3. Differentialthermokurve des Gelgemenges Fe_2O_3:SiO_2 = 1:1.

Die hydrothermale Behandlung der Gelgemenge erfolgte in gleicher Weise, wie die der Mischung aus den Oxydhydraten. 0·25 g Gel wurden mit 3 ccm Wasser unter Verwendung eines Silbertiegels in einer Bombe verschiedenen Temperaturen (Drücken) ausgesetzt. Der Füllungsgrad betrug 33%, die Expositionsdauer 24 Stunden, wobei eine Steigerung der Reaktionszeit keine wesentliche Änderung des Reaktionsproduktes erbrachte. Im Temperaturbereich von 175° bis 290° (günstigste Temperatur 200°) war das Ergebnis ein Gemisch eines grünen und grünbraunen Materials, in dem die grüne Phase eine gelartige, stark gequollene, durchscheinende Masse bildete. Das braune Material hingegen, das sich am Tiegelboden ansammelte, war klebrig, opak und offensichtlich nicht als einheitliche Substanz anzusprechen.

Beide Phasen wurden nach Möglichkeit getrennt, mit kaltem Wasser gewaschen und bei 55° getrocknet. Röntgenaufnahmen der grünen Phase, die auf Grund der äußeren Eigenschaften dem Nontronit nahezustehen schien, zeigten schwache Interferenzlinien. Gewichtsmäßig war das Verhältnis der grünen zur braunen Phase etwa wie 1 : 20. Versuche durch Variation der Temperatur oder der Expositionsdauer die Ausbeute an grüner Phase zu erhöhen, schlugen fehl. Ein wesentlich günstigeres Resultat ließ sich jedoch durch Erhöhung der Alkalikonzentration erreichen. Wurde als zusätzliches Alkali Lithiumhydroxyd an Stelle von Natronlauge verwendet, ließ sich die Ausbeute weiter steigern. Ein Optimum ergab sich bei einem Zusatz von 0·0072 g LiOH auf 0·25 g luftgetrocknetes Gel. Bei höheren Alkalikonzentrationen (NaOH) verschwindet die grüne

Phase wieder und es entsteht ein homogenes, grüngelbes, kristallines Produkt. Das Differentialthermogramm zeigt für diese Substanz einen Schmelzpunkt bei 970° (Abb. 4). Sie steht wahrscheinlich den Ägirinen, z. B. dem Akmit $NaFeSi_2O_6$ nahe.

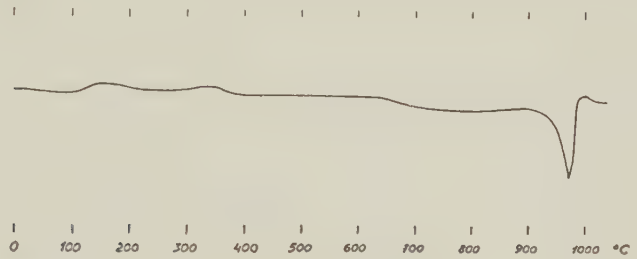


Abb. 4. Differentialthermokurve der bei hohen Alkalikonzentrationen entstehenden Substanz.

Syntheseversuche bei den von *R. H. Ewell* und *H. Insley* (3) angegebenen Bedingungen (340° bis 350°, 6 Tage) schlugen in allen Fällen (verschiedene Alkalikonzentrationen, Molverhältnis $Fe_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2$) fehl.

Wird ein fertiges Nontronitpräparat nachträglich unter hydrothermalen Bedingungen auf 350° erhitzt, so zerfällt es in Hämatit und SiO_2. Dieses Verhalten zeigt offenbar, daß synthetischer Nontronit unter den angegebenen Versuchsbedingungen nicht mehr stabil ist.

Unter gewissen Bedingungen (Temperatur unterhalb 200°) zeichnet sich die flüssige Phase im Reaktionsgefäß dadurch aus, daß sie beim Eintrocknen extrem dünne, transparente Häutchen liefert. Dies steht im Einklang mit entsprechenden Beobachtungen beim Montmorillonit (6). Es dürfte sich dabei um ein Nontronit-Sol handeln, das die Vorstufe zum Gel der grünen Phase bildet.

2. Identifizierung.

a) Chemische Analyse.

Voraussetzung für eine chemische Analyse, auf Grund der brauchbare Aussagen gemacht werden können, ist ein einphasiges Produkt. Da jedoch die quantitative Abtrennung der grünen Phase vom Bodenkörper nicht zufriedenstellend gelang, mußte auf eine Analyse verzichtet werden. Jedenfalls stellt auf Grund der Synthesebedingungen die Schreibweise $Fe_2(OH)_2Si_4O_{10} \cdot n\,H_2O$ eine Idealformel dar, die den Gehalt an Alkali (Erdalkali) nicht berücksichtigt. Analoges gilt vom Montmorillonit und Hectorit. Aluminium braucht

offenbar nur bei natürlichen Vorkommen berücksichtigt zu werden, wo es vorzugsweise einen Teil des Si in tetraedischer Koordination vertritt und zweckmäßig durch die Formel von *C. S. Ross* und *S. B. Hendricks* (7) beschrieben wird:

$$Na._{33}$$
$$Fe_{2\cdot00}Al._{33}Si_{3\cdot67}O_{10}(OH)_2\ ^1.$$

Das Syntheseprodukt (grüne Phase) ohne Zusatz von Li_2O ließe sich dann vielleicht durch die Formel $Fe_{1\cdot89}(Si_4O_{10})(OH)_2Na_{0\cdot33}$ (Na austauschbar) beschreiben. Die günstige Wirkung von Lithiumionen ist verständlich, wenn man die Vorliebe, mit der diese in oktaedrischer Position auftreten, in Betracht zieht. Eine der grünen Phase in Gegenwart von Lithiumionen adäquate Schreibweise wäre demnach

$$Na._{33}$$
$$Fe_{1\cdot78}Li._{33}[Si_4O_{10}](OH)_2.$$

b) Optische Konstanten.

Im Mikroskop erwies sich der Bodenkörper (braune Phase) als ein Gemisch dreier Komponenten, von denen Komponente c stark überwiegt:

Komponente a: nicht doppelbrechend, braun
Komponente b: schwach doppelbrechend, braun
Komponente c: stark doppelbrechend, hellgrün

Letztere tritt in Form von Fäserchen auf, die radialstrahlig zu größeren Aggregaten angeordnet sind. Dies ist ein wesentliches Merkmal für Nontronit (8), (9).

Die Bestimmung der Brechungsexponenten erfolgte mit Hilfe von Nelkenöl und α-Bromnaphtalin als Einbettungsflüssigkeiten. Es ergaben sich die Werte: $n_\alpha = 1{\cdot}617$, $n_\gamma = 1{\cdot}640$, $_{\gamma\text{-}\alpha} = 0{\cdot}023$. Die entsprechenden Werte für natürliche Vorkommen sind sehr unterschiedlich und lassen sich nur beschränkt zum Vergleich heranziehen, da sie vom Einbettungsmittel, vom Wasser- und Eisengehalt abhängig sind. Je größer der letztere ist, desto höher liegt der Brechungsindex. *C. W. Correns* (10) gibt hiefür folgende ungefähre Grenzwerte an: $n_\alpha = 1{\cdot}56$—$1{\cdot}62$, $n_\gamma = 1{\cdot}58$—$1{\cdot}66$. *R. W. Ewell* und *H. Insley* (3) finden für ihren Nontronit $n_\alpha = 1{\cdot}60$ und $n_\gamma = 1{\cdot}63$.

Die grüne Phase des Reaktionsproduktes erwies sich identisch mit Komponente c des Bodenkörpers und dürfte damit reinen Nontronit vorstellen. Die Komponenten a und b wurden nicht näher untersucht.

[1] Das austauschbare Kation (Na) wird über dem Ion geschrieben, mit dem es im Gitter im Gleichgewicht steht.

c) Röntgendiagramm.

Das Röntgenbild der Syntheseprodukte zeigte 4 gut auswertbare Interferenzlinien. Der Grund für das Fehlen weiterer scharfer Interferenzen dürfte einerseits in der außerordentlich geringen Partikelgröße liegen, andererseits in einer ungenügenden Orientierung der Silikatschichtpakete zueinander. Die Aufnahmen wurden mit CuKα-Strahlung gemacht.

Die mit dem Wassergehalt veränderliche Basisinterferenz d(00I) [1] war zu diffus und zu nahe am Durchstoßpunkt des Strahlenbündels, so daß sie nicht vermessen werden konnte. Die Übereinstimmung der Lage der Linien mit den entsprechenden Interferenzen des Montmorillonits ist offensichtlich. Die geringe Differenz beruht auf der unterschiedlichen Größe der Al- und Fe-Ionen.

Nontronit synthetisch		Nontronit von Paulusbrunn, Chem. d. Erde, 5 (1930) 373		Montmorillonit, Z. Krist. 87 (1934) 120	
d	I	d	I	d	I
—		—		5·06	m
4·49	st	4·56	st	4·46	sst
—		—		4·25	s
—		4·12	ss	—	
—		3·52	ss	—	
3·14	s	3·13	s	3·05	m
—		2·82	s	—	
2·576	m	2·562	mst	2·536	sst
—		2·436	ss	—	
—		—		2·340	s
—		2·242	ss	2·188	ss
—		2·115	ss	—	
—		1·884	ss	—	
—		1·808	ss	—	
—		1·736	s	—	
—		1·690	s	1·698	m
—		—		1·648	m
—		1·583	ss	—	
1·534	m	1·528	st	1·490	sst
—		1·450	ss	—	
—		1·401	ss	—	
—		1·363	ss	—	
—		1·314	s	1·285	m
—		1·268	s	1·239	m
—		—		0·972	s

[1] Die Bezeichnungsweise (00I) folgt dem Vorschlag von *Winkler, H. G. F.*, Z. Krist. *105* (1943), 291.

d) Differentialthermogramm.

Der Verlust an Adsorptions- und Quellungswasser kommt in der endothermen Spitze zwischen 150° und 200° zum Ausdruck. Die zweite endotherme Spitze, die den Austritt des Wassers aus dem Gitterverband anzeigt, tritt bei etwa 430° auf (Abb. 5).

Bei Montmorillonit macht sich der entsprechende Effekt meist erst oberhalb 700° bemerkbar. Der Gehalt an Fe (III)-Ionen an Stelle von Al (III)-Ionen bewirkt demnach eine bedeutende Temperaturerniedrigung, wie sie in geringerem Ausmaße schon bei eisenreichen Montmorilloniten beobachtet werden kann (11). Bei den natürlichen Nontroniten tritt diese Spitze etwas höher, meist um 500° auf, was offenbar wieder durch den Gehalt an Al (III)-Ionen erklärbar ist. Das Auftreten dieser endothermen Spitze bei Tempera-

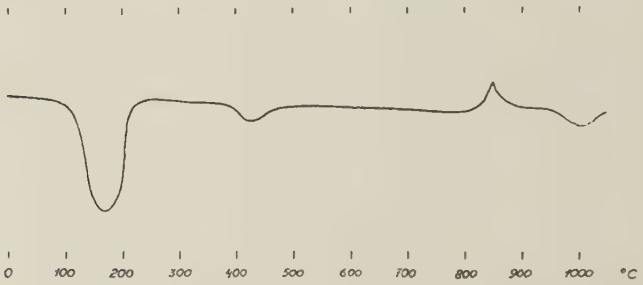


Abb. 5. Differentialthermogramm der grünen Phase.

turen zwischen etwa 700° (Montmorillonit) und 430° (Nontronit) ist durch Annahme einer isomorphen Mischreihe erklärlich (12).

Bei Montmorillonit tritt stets bei etwa 1000° eine exotherme Spitze auf, die wahrscheinlich einer Spinellbildung entspricht. Wie *R. E. Grim* und *R. A. Rowland* (11) bemerken, wird diese Spitze mit zunehmendem Eisengehalt nach niedrigeren Temperaturen verlagert. Bei natürlichen Nontronitproben treten häufig zwei exotherme Spitzen bei etwa 810° und 950° auf. Eine befriedigende Deutung dieses Effektes steht noch aus.

Eine schwach endotherme Reaktion bei etwa 1000° weist auf einen Sinterungsvorgang hin. Interessant ist in diesem Zusammenhang die Untersuchung von *W. Geilmann, W. Klemm* und *K. Meisel* (13), die mittels magnetischen Messungen feststellten, daß bei der thermischen Zersetzung von Nontronit zwischen 800° und 1000° instabile Zwischenphasen, z. B. γ-Fe_2O_3 gebildet werden und erst oberhalb 1000° α-Fe_2O_3 auftritt.

3. Eigenschaften.

a) Verhalten gegen Salzsäure.

Im Verhalten gegen Salzsäure 1 : 1 zeigen die beiden Phasen des Reaktionsproduktes geringe Unterschiede. Der Bodenkörper wird von kalter HCl fast völlig zersetzt, die grüne Phase nur unvollständig. Keinesfalls ist eine Isolierung der grünen Phase durch ihre Unlöslichkeit in HCl möglich, wie dies *R. H. Ewell* und *H. Insley* (3) angeben. Natürliche Vorkommen von Nontronit werden im allgemeinen von Salzsäure leicht zersetzt.

b) Thermische Entwässerung.

Der thermische Abbau wurde mittels einer Hochtemperaturwaage durchgeführt, wie sie von *U. Hofmann* und *J. Endell* (14) beschrieben wird. Eine wesentliche Abänderung des Verfahrens bestand darin, daß die Probe (0·1 g) kontinuierlich (10°/min.) erhitzt wurde, was ein rasches Arbeiten bei hinreichender Reproduzierbarkeit gestattet.

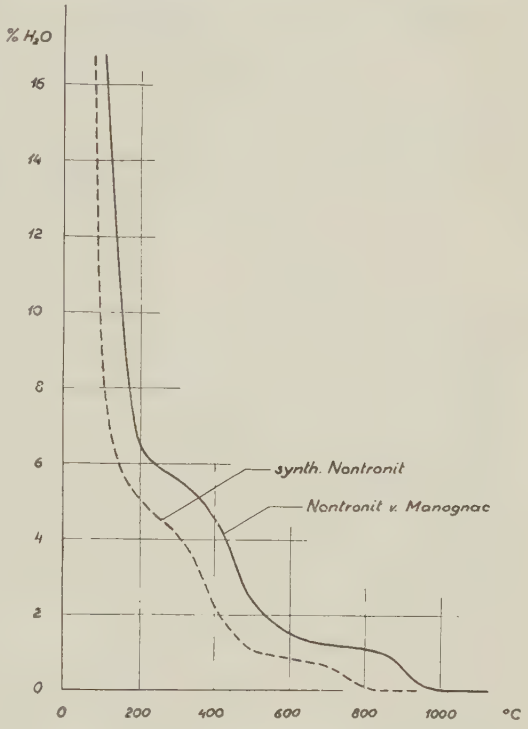


Abb. 6. Thermische Entwässerung von natürlichem und synthetischem Nontronit.

Vor jedem Abbau wurden die Proben mindestens einen Tag über in 43%iger Schwefelsäure aufbewahrt, was einer relativen Luftfeuchtigkeit von 50% entspricht.

Die Entwässerungskurve verläuft analog jenen der übrigen Minerale der Montmorillonitgruppe (Abb. 6):

Abgabe des adsorbierten und eines Teiles des zwischen den Schichten befindlichen Wassers bis etwa 280°, anschließend Verlust des Konstitutionswassers (OH-Gruppen) und des restlichen Zwischenschichtwassers. Auffallend ist die gegenüber Montmorillonit ge-

ringere Stabilität: Das Nontronitgitter beginnt früher zusammenzubrechen als das des Montmorillonits, was auch besonders deutlich beim Differentialthermogramm zum Ausdruck kommt.

Nimmt man an, daß die Wasserabgabe oberhalb 280° vornehmlich dem in Form von OH-Gruppen im Gitter gebundenen Wasser entspricht, so würde der Betrag von 4·2% dem zu erwartenden Wert nahekommen. (4·3% für die Idealformel $Fe_2(OH)_2Si_4O_{10}$).

c) Kationenaustausch.

Der NH_4^+-Eintausch (S-Wert) für die lufttrockene grüne Phase betrug 83 mval/100 g. Dieser Wert entspricht dem von Montmorillonit und steht in Übereinstimmung mit der Arbeit von *W. v. Engelhardt* (15), nach der Nontronit ein wesentlicher Träger des Basenaustausches im Ackerboden sein kann.

Literatur.

1. *Noll, W.*, Chemie der Erde *10* (1936), 129. — 2. *Strese, H.*, und *U. Hofmann*, Z. anorg. u. allg. Chemie *247* (1941), 65. — 3. *Ewell, R. H.*, und *H. Insley*, J. Res. U. S. Bur. St. *15* (1935), 173. — 4. *Böhm, J.*, Z. anorg. u. allg. Chemie *149* (1925), 217. — 5. *Hofmann, U.*, und *K. Giese*, Koll. Z. *87* (1939), 21. — 6. *Eitel, W.*, und *O. Radczewski*, Naturwiss. *28* (1940), 397. — 7. *Ross, C. S.*, und *S. B. Hendricks*, U. S. Geological Survey, Washington, 1945. — 8. *Shaw, B. T.*, und *R. T. Humbert*, Soil Sci. Soc. Am. Proc. *6* (1941), 146. — 9. *Noll, W.*, Chemie der Erde *5* (1930), 373. — 10. *Correns, C. W.*, Einführung in die Mineralogie. Springer, 1949. — 11. *Grim, R. E.*, und *R. A. Rowland*, Am. Min. *27* (1942), 747 und 801. — 12. *Larsen, E. S.*, und *G. Steiger*, Am. J. Sci. *15* (1928), 1. — 13. *Geilmann, W., W. Klemm* und *K. Meisel*, Naturwiss. *20* (1932), 639. — 14. *Hofmann, U.*, und *J. Endell*, Z. angew. Chemie *52* (1939), 708. — 15. *Engelhardt, W. v.*, Chemie der Erde *11* (1937), 17.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Über einen mit Serpentin vergesellschafteten Biotitschiefer aus dem niederösterreichischen Moldanubikum.

Von

Anna Hedlik und **J. Zemann.**

Mit 2 Textabbildungen.

(Eingelangt am 30. April 1951.)

Einleitung.

In der Arbeit „Das niederösterreichische Waldviertel" (1) findet man einen kurzen Hinweis *Beckes* auf einen Biotitschiefer im Bereich des Serpentinzuges von Wanzenau, jenes etwa 6 km langen, aber kaum jemals mehr als 100 m breiten Streifens von oft pyropführendem Serpentin bzw. Olivinfels, der sich nahe dem Nordrand des Leonharder Granulitmassivs etwa parallel zu dessen Grenze hinzieht, aber noch zur Gänze in ihm liegt. *Becke* beschreibt das Gestein, welches ihm anstehend von der „Brünnel-Leiten" bei Wanzenau bekannt war, als monomineralen Biotitschiefer, der bloß Apatit und Erztäfelchen als reichliche Akzessorien enthält. Eine nähere Bearbeitung hat das Gestein bis jetzt nicht gefunden. *Köhler* (2, 3) vermutet aus Feldbeobachtungen weiter im Westen — im Gebiet der Isper —, wo er ähnliche Gesteine am Kontakt zwischen Serpentin und Granulit als offenbare Reaktionssäume fand, daß auch der Biotitschiefer der Brünnel-Leiten so zu deuten sei.

Geographische und geologische Position.

Das hier zu behandelnde Gestein findet man einige Kilometer westlich des Knies, mit welchem der Kamp von seinem west-östlichen Oberlauf in den nord-südlichen Unterlauf umbiegt, in der „Brünnel-Leiten" oder „Bründlleiten". Der schon *Becke* (1) bekannt gewesene Fundpunkt von anstehendem Biotitschiefer liegt 3 km westlich der Rosenburg auf dem (rot markierten) Fußweg, der von Steinegg zur Rosenburg führt; bald nachdem er vom Karrenweg Steinegg-Wanzenau nach Osten abzweigt, quert er einen im Pyrop-

serpentin (bzw. Pyropolivinfels) liegenden kräftigen Wasserriß — von hier gelangt man nach etwa 110 Schritten zu einer Stelle des Weges, wo an der Hangseite der Biotitschiefer zwar sehr dürftig, aber doch einwandfrei angeschnitten ist. Das Gestein bildet eine Einlagerung im Serpentin, die man etwa 20 m weit längs des Weges verfolgen kann und am Weg beiderseits von Serpentin abgeschlossen wird. Die westliche Grenze, die wir völlig freilegen konnten, ist ausgesprochen scharf — unmittelbar an dem Biotitschiefer grenzt ohne Übergang stark zerrütteter Serpentin. Der östliche Kontakt ist verwachsen, so daß man nicht mehr sagen kann, als daß auch hier Serpentin angrenzt. Glimmerperidotite bzw. Glimmerserpentinite konnten wir im ganzen Gebiet ebensowenig finden wie hornblendeführende Ultrabasite oder monominerale Hornblendegesteine. An den Grenzen des Wanzenauer Serpentinzuges gegen den Granulit konnten wir nirgends Biotitgesteine beobachten; der Kontakt ist, soviel wir sehen konnten, überall scharf.

Bezüglich der geologischen und regionalpetrographischen Lage sei auf die Arbeiten „Das niederösterreichische Waldviertel" (1) und „Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete" (3) hingewiesen. Das hier beschriebene Vorkommen liegt in dem kleinen Serpentinflecken nördlich Wanzenau, der vom großen Serpentinzug anscheinend vollkommen durch ein schmales Granulitband abgetrennt ist, aber so wie dieser noch ganz im Granulit liegt.

Es sei darauf hingewiesen, daß wir auch im großen Serpentinzug, und zwar am Karrenweg Steinegg—Wanzenau, Biotitschiefer derselben Art finden konnten. Da es sich hier aber nur um einige Lesesteine am Weg handelt und das Anstehende im tief verwachsenen Gelände nicht gefunden werden konnte, möchten wir uns auf das erste Vorkommen beschränken.

Makroskopische und mikroskopische Beschreibung.

Der Biotitschiefer ist ein im Serpentingebiet sehr auffälliges Gestein, dessen Auftreten sich schon auf dem Weg durch die Glimmerschüppchen gut bemerkbar macht. Mit freiem Auge sind nur Biotit und schwarze Erztäfelchen wahrzunehmen. Die Korngröße schwankt beträchtlich; die Biotitblättchen sind meist 1 bis 2 mm groß. Wesentlich feinerkörnige Varietäten wurden nicht gefunden, jedoch gröbere, in welchen die Biotite 1 cm groß sein können. Leider konnten wir diese Varietät nur als Lesesteine finden. Im allgemeinen nimmt der Grad der Einregelung mit zunehmender Korngröße ab, besonders die gröbsten Abarten erscheinen bisweilen fast massig. Wie schon er-

wähnt, fehlen Übergänge in Serpentin bzw. Peridotit, also Biotitserpentinite bzw. Biotitperidotite, ebenso granathältige Biotitschiefer oder Biotitschiefer mit Pseudomorphosen nach Granat.

Das Gestein ist durch die Verkeilung der einzelnen Glimmerblättchen in Blöcken erstaunlich zäh und widerstandsfähiger als der sehr stark zerklüftete Serpentin. Der Erhaltungszustand ist gut, der Biotit ist nicht gebleicht oder chloritisiert. Die ziemlich häufigen „Gel"magnesitadern des Serpentins durchziehen auch bisweilen den Biotitschiefer.

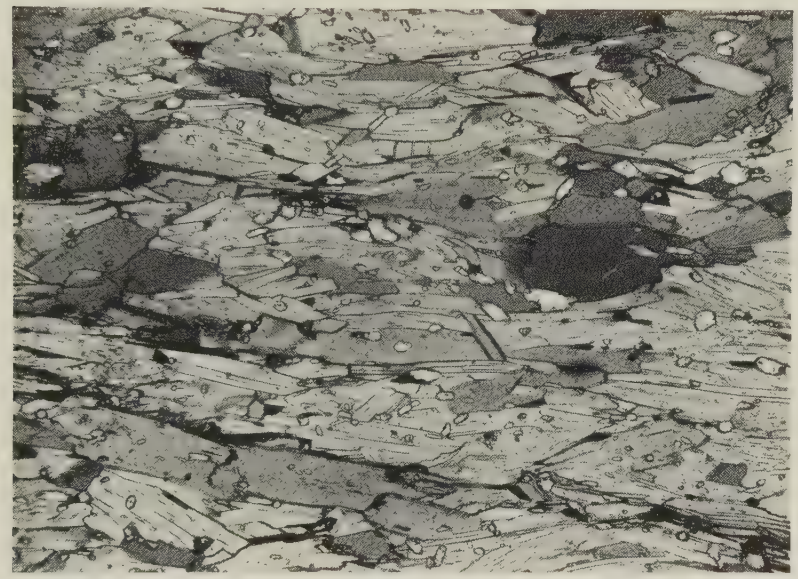


Abb. 1. *Dünnschliff von Biotitschiefer.* 22fach linear vergrößert, gewöhnliches Licht. Die schwarzen Erzleisten und die weißen Apatitkörner heben sich deutlich von den hellgrauen bis dunkelgrauen Glimmertafeln ab.

Im Dünnschliff erkennt man neben dem weit überwiegenden Biotit Apatit und Erztäfelchen (Abb. 1).

Der Biotit ist ein Glimmer 2. Art mit kleinem Achsenwinkel. Daß es sich nicht um Anomit handelt, konnte dadurch einwandfrei festgestellt werden, daß die Achsenebene in der Symmetrieebene des Lauebildes liegend gefunden wurde. Die Brechungsquotienten sind folgende: $n\alpha = 1{\cdot}556$; $n\beta \triangleq n\gamma = 1{\cdot}596$ (Einbettungsmethode an Spaltplättchen bzw. Schnitten parallel [001]). Die maximale Doppelbrechung ist dementsprechend — in guter Übereinstimmung mit der Bestimmung aus Interferenzfarbe und Schliffdicke — 0·04 (nach letzter Methode vielleicht bis 0·045). Folgende Absorptionsfarben

wurden im Dünnschliff beobachtet: α sehr hellbraun; β kräftig rötlichbraun; γ etwas heller als β, reiner braun; also $\alpha \ll \gamma < \beta$. Der Achsenwinkel 2 V schwankt und erreicht 23°. Achsenwinkeldispersion: $v > \rho$. Die Schwingungsrichtung $n\alpha$ tritt senkrecht 001 aus; ein meßbarer Auslöschungswinkel gegen die Basisspaltrichtung konnte nie festgestellt werden. Die Färbung der Biotite ist in allen untersuchten Schliffen durchaus gleichmäßig und nie zonar. Pleochroitische Höfe (um vermutlich Zirkon) sind äußerst selten. An Einschlüssen kommen vor: Erztäfelchen bis -häutchen parallel 001, ferner häufig Apatit. Verbogene Glimmertafeln kommen vor, meist löscht jedoch jedes Paket für sich völlig einheitlich aus.

Die Größe der Apatitkörner überschreitet 0·3 mm nur selten; nach unten kommen sie in allen Ausmaßen bis zu kleinsten Einschlüssen im Biotit vor. Scharf ausgebildete Kristalle fehlen. Der Querschnitt ist manchmal recht deutlich sechseckig, häufig aber auch rund; die Kristallenden sind nie deutlich kristallographisch ausgebildet. Die Körner sind meist nach der c-Achse gestreckt. Im Dünnschliff ist der Apatit völlig farblos mit sehr geringer Doppelbrechung. Er kommt sowohl im Biotit eingewachsen als auch isoliert davon zwischen den Glimmertafeln vor. Die Auslöschung der einzelnen Körner ist scharf und durchaus einheitlich; Zonenbau oder zonare Einschlüsse wurden nicht beobachtet. Eine Spaltbarkeit tritt nicht auf, dagegen eine Absonderung ungefähr parallel 0001. Ein Altersunterschied gegen Biotit kann nicht eindeutig gegeben werden; die beiden Mineralien dürften gleichzeitig kristallisiert bzw. umkristallisiert sein.

Die Erztäfelchen treten in Blättchen bis Häutchen sowohl auf den Glimmerspaltrissen, als auch zwischen den Biotitschuppen auf. An sehr dünnen Stellen ist das Erz braun durchscheinend. In Verbindung mit der Analyse wird deshalb geschlossen, daß es sich überwiegend um Ilmenit handelt.

Andere Gesteinsgemengteile treten kaum auf. So sind wohl Zirkon und Pyrit in einzelnen Körnchen vorhanden, jedenfalls sind sie aber sehr selten. Andere Titanmineralien als Ilmenit (und Leukoxen) konnten nicht mit Sicherheit beobachtet werden. Olivin, Augit, Hornblende, Granat, Epidot, Muscovit, Chlorit und Quarz fehlen durchaus. Feldspäte sind äußerst selten, in den meisten Schliffen fehlen sie vollkommen [1]. Ein typisches Dünnschliffbild ist in Abb. 1 wie-

[1] In einem einzigen Schliff von mehr als 20 wurde etwas xenomorpher, stark zersetzter Kalifeldspat beobachtet. Im selben Schliff findet man auch einige Körnchen von saurem Plagioklas sowie einige nicht sicher identifizierbare Mineralien. Nach dem Schliffbild handelt es sich um eine ganz lokale Umwandlung des normalen Gesteins (Aufblätterung des Glimmers durch Feldspat, Korrosionstaschen im Biotit!).

dergegeben. Für einen mittleren Typus, von dem unten die Analyse mitgeteilt ist, ergab die Ausmessung der Schliffe:

Mineral	Vol.%	
Biotit	95·5	
Apatit	2·9	
Erz	1·6	(wahrscheinlich zu hoch)
	100·0	

Die Dünnschliffe zeigen, daß die Variabilität des Biotitschiefers mit Ausnahme der Korngröße eine ungemein geringe ist; nur die quantitative Zusammensetzung schwankt wohl etwas.

Der Chemismus des Biotitschiefers.

Zur Analyse wurde möglichst frisches, mittelkörniges Material verwendet, dessen Dichte zu $\rho = 2{\cdot}92_1$ g/ccm bestimmt wurde. Nach den üblichen Methoden der Gesteinsanalyse wurde nebenstehender Chemismus gefunden (Anal.: *A. Hedlik*):

	Gew%
SiO_2	37·83
TiO_2	3·85
Al_2O_3	13·90
Cr_2O_3	0·19
Fe_2O_3	2·17
FeO	6·54
MnO	Spur
MgO	18·63
CaO	2·84
K_2O	8·73
Na_2O	1·27
P_2O_5	1·40
Cl	0·07
F	n. b.
S	0·11
H_2O+110	2·45
	99·98
ab O = S + Cl	0·07
	99·91

Die Zahlen beziehen sich auf bei 110° C getrocknete Substanz. Titan und Chrom wurden kolorimetrisch bestimmt. Mangan war kaum positiv nachzuweisen. Die angegebenen Zahlen sind durchwegs Mittelwerte mehrerer gut übereinstimmender Analysen.

Herr Dr. *E. Schroll* hatte die Freundlichkeit, den Biotitschiefer spektrographisch auf einige Spurenelemente zu untersuchen. Er fand dabei (Quarzspektrograph Q 24, mech. Abreißbogen, 4 Amp., 120 V, auf Cu-Elektrode):

Element	Gew%
Mn	0·01
V	0·05 — 0·01
Cr	$>0{\cdot}1$
Ni	0·05
Ga	0·01
B	negativ ($<0{,}01$)

Aus der Analyse berechnet man unter Verwendung der gemessenen Gesteinsdichte ($\rho = 2{\cdot}92_1$ g/ccm) und der Dichte 3·2 g/ccm für Apatit einen Apatitgehalt von 2·9 Vol.% in Übereinstimmung mit der Ausmessung. Nach Abzug des Apatites entspricht die Analyse im ganzen recht gut einem Ti-haltigen Biotit. Bei

dem wechselnden Chemismus der Biotite kann eine eindeutige Berechnung des Erzgehaltes nicht vorgenommen werden.

Der Gesteinschemismus entspricht in der *Niggli*schen Einteilung (4) dem biotitischen Magmentyp.

Die üblichen Projektionswerte sind:

alk = 12·87 al = 15·61 fm = 65·78 c = 5·74
k = 0·82 mg = 0·80 o = 0·05 ti = 5·47 p = 2·22 c/fm = 0·09.

Der Projektionspunkt in Tetraederprojektion ist in Abb. 2 unter Nr. 1 eingetragen.

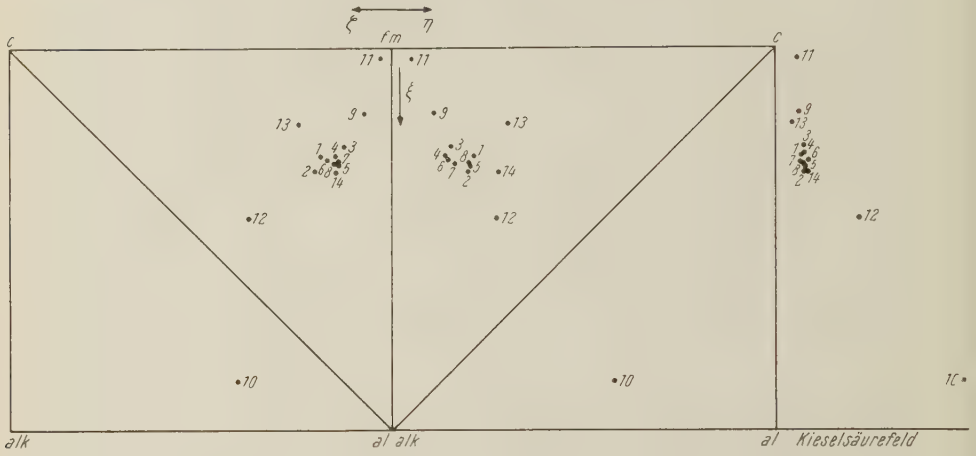


Abb. 2. *Tetraederprojektion der Analysen von Tabelle 1.* Analyse 13 fällt durch den extrem hohen Apatitgehalt (6·35 Gew.% P_2O_5!) und den dadurch bedingten hohen CaO-Wert aus dem normalen Biotitfeld heraus.

Vergleich mit anderen Biotitgesteinen.

Da über die Genesis des hier beschriebenen Gesteins in dem sehr stark verwachsenen Gelände durch Feldbeobachtung keine sicheren Hinweise zu erhalten sind, müssen wir uns auf den Vergleich mit anderen Biotitgesteinen beschränken.

Praktisch monominerale Biotitgesteine kommen in recht verschiedenen Gesteinsvergesellschaftungen vor. Zunächst treten sie als Reaktionssäume zwischen sauren (im Chemismus granitähnlichen) und basischen (Mg-reichen) Gesteinen auf. Im kleinen Maßstab sind die Biotitsäume um Serpentinschollen z. B. im Gneis bei Dürnstein (niederösterreichisches Moldanubikum, *Becke* [5]) ein Beispiel dafür. Aber auch in größerem Maßstab kennt man sie von (hydrothermal) mobilisierten Serpentin-Gneis-(Glimmerschiefer)-Kontakten verschiedener Vorkommen (*Phillips* und *Hess* [6]). Die Biotitgesteine der

Smaragdlagerstätten vom Typus Ural sind als aplitisch-pegmatitisch beeinflußte basische Gesteine ebenfalls hieher zu stellen (*Fersmann* [7], *Leitmeier* [8]). Für alle diese Vorkommen ist die enge Vergesellschaftung mit Hornblendegesteinen charakteristisch. Ferner kennen wir Biotitite als Xenolithe in kalibetonten Vulkangebieten, so z. B. von Villa Senni, Albanerberge (*Washington* [9]) und den Vulkanen vom Gebiet des Ruwenzori (*Holmes* [10]), und aus Alkaligesteinsprovinzen als Endglied einer kontinuierlichen Reihe Pyroxenit-Biotitit von Iron Hill, Gunnison County, Colorado (*Larsen* [11]) und Libby, Montana (*Larsen* und *Pardee* [12]). Besonders den Glimmeriten aus Alkaligesteinsgebieten ist eine Anreicherung von TiO_2 und P_2O_5 eigen (*Larsen* [11]). Ferner sind hier die Biotitanreicherungen in Gneisen zu erwähnen, wie sie *Mehnert (13)* aus dem Schwarzwald von Rändern pegmatoider Metatekte beschrieben hat. Auch bei diesen Biotitanreicherungen ist der TiO_2 und P_2O_5-Gehalt verhältnismäßig hoch. Auch die Glimmerperidotite, z. B. aus dem Gabbrogebiet des Harzes (*Koch* [14]) sind hier wohl anzuführen.

In Tab. 1 sind die Analysen einiger solcher Gesteine unserem Biotitschiefer gegenübergestellt, ferner sind dort zum Vergleich drei Gesteine aus dem niederösterreichischen Moldanubikum angeführt. In Abb. 2 sind für diese Gesteine die Projektionswerte in Tetraederprojektion wiedergegeben.

Einer Deutung als einfacher Reaktionssaum zwischen Serpentin und Granulit widerspricht der Chemismus. Daß an der Grenze solcher Gesteine Biotitsäume entstehen können, ist vielfach beobachtet worden und auch chemisch leicht verständlich. In unserem Falle spricht aber der verhältnismäßig hohe TiO_2- und P_2O_5-Gehalt gegen eine solche Entstehung, da sowohl der Serpentin als auch der Granulit sehr arm an diesen Oxyden sind. Zumindest diese Elemente müssen zugeführt worden sein. Es ist ferner zu beachten, daß der Biotitschiefer der Brünnel-Leiten nicht an der Grenze Serpentin Granulit auftritt, sondern *im* Serpentin; gegen Verschuppung spricht die Beobachtung, daß Granulitfetzen niemals im Serpentin auftreten.

Die gleichzeitige Anreicherung von Titan und Phosphorsäure ist allgemein für Alkaligesteine charakteristisch, so auch für die seltenen alkaliminetteähnlichen Ganggesteine des Moldanubikums (*Hackl* und *Waldmann* [15]). Durch Reaktion solcher Gesteine mit Serpentin ist der Chemismus unseres Biotitschiefers ohne Schwierigkeit zu erklären, allerdings fehlt sonst jeder Hinweis dafür.

Vielleicht wird eine genauere Bearbeitung der Biotitzonen an der Grenze Serpentin—Granulit im Gebiet der Isper, die *Köhler (2)* leider nur makroskopisch beschrieben hat, zur Lösung dieser Frage einen Beitrag leisten.

Tabelle 1.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	37·83	38·72	42·07	41·88	40·30	43·88	37·53
TiO_2	3·85	0·47	1·14	0·36	0 84	0·81	1·51
Al_2O_3	13·90	18·39	13·34	12·64	16·91	12·26	14,74
Cr_2O_3	0·19	n. b.	0·23	0·30	0·25	0·12	n. b.
Fe_2O_3	2·17	1·05	0·94	2·16	1·36	1·50	4·93
FeO	6 54	9·54	7·25	7·24	8 83	7·82	3·02
MnO	Spur	0·16	0·61	0·30	0·27	0·33	0·33
MgO	18 63	18·44	22·15	21 57	18·25	18·79	21·83
CaO	2·84	Spur	0·55	0 10	0·89	0·59	0·15
Na_2O	1·27	0 68	0·22	3·27	1·73	0·71	0·92
K_2O	8·73	9·74	9·62	7·14	7·46	9·77	10·35
P_2O_5	1·40	0·11	n. b.	n. b.	Spur	0·06	n. b.
H_2O+	2·45	0·53	0·57	1 20	1·97	0·80	4 78
H_2O-	—	0·16	—	—	—	—	—
F	n b.	n. b.	1·97	3·07	n. b.	2·55	1·26
	99·98[1]	97·99	100·72[2]	101·39[3]	100·06[4]	100·66[5]	101·35
−O=F+Cl+S	8·07		0 83	1·29		1·07	0·53
	99·91	97·99	99·89	100·10	100 06	99 59	100·82
alk	12·9	12·7	11·7	14·6	12·0	15 9	13·5
al	15·6	20·0	14 4	13 5	18·9	13·6	16·7
fm	65·8	67·3	72·8	71·7	67·3	69·3	70 5
c	5·7	0	1·1	0·2	1·8	1·2	0·3
si	71·5	71·5	76·1	75·0	75·7	84·2	67·9
k	0·82	0·90	0·95	0·56	0·74	0·75	0·88
mg*	0·80	0·75	0·82	0·80	0·76	0·78	0·83
ti	5·47	0·70	1·55	0 48	1·18	1·16	2 00
ξ	28·5	32·7	26·1	28·1	30 9	29·5	30·2
η	21·3	20·0	15·5	13 7	20·7	14·8	17 0
ζ	18·6	20·0	12·8	14·8	13 8	17·1	13·8

[1] Inkl. 0·07 Cl und 0·11 S.
[2] Inkl. 0·06 Li_2O.
[3] Inkl. 0·20 Li_2O; die Summe muß richtig 100·43 lauten.

* $\frac{MgO}{MgO+MnO+FeO+2\,Fe_2O_3}$

1. Biotitschiefer aus dem Serpentinzug von Wanzenau (niederösterr. Moldanubikum). Anal.: A. Hedlik.
2. Biotitsaum zwischen Talk-Magnesit-Gestein und Granatglimmerschiefer (Chester, Vermont). Anal.: A. H. Phillips in (6).
3. Biotitschiefer des Smaragdvorkommens im Habachtal (Grenze Zentralgneis-Schieferhülle, Salzburg). Nach A. Fersman (7). H. Leitmeier fand im selben Gestein nur 0·03—0·07% Cr_2O_3 (8).
4. Biotitschiefer aus den Smaragdgruben des Urals, Sretjensky-Grube. Nach A. Fersman (7).
5. Biotitschiefer aus den Smaragdvorkommen des Urals, Krestowik. Nach A. Fersman (7).
6. Biotitschiefer aus den Smaragdvorkommen des Urals, Mariinsky-Grube. Nach A. Fersman (7).
7. Biotit von Villa Senni, Albaner Berge. Anal.: H. S. Washington in (9). Da der Biotit von dort fast kein anderes Mineral enthält (ganz wenig Augit und Orthoklas), hat er beinahe dieselbe chemische Zusammensetzung.

Tabelle 1.

8	9	10	11	12	13	14
38·18	34 98	75·85	38·44	61·49	22·02	38·06
5·18	5·18	0·08	n. b.	2·11	8·79	2·50
16·52	10 80	13·96	2·63	8·30	10·80	18·75
0·14	n. b	n. b.	0 04	0·05	0 01	n. b.
2 90	1·42	0·42	5·55	3·27	8·82	4·10
5·24	21·33	0·97	2·34	1·30	6·44	14·52
Spur	n. b.	n. b.	0·06	0·07	0·15	0 23
19 32	19·30	Spur	37·09	6·14	13 02	9·79
1·16	0·43	0·82	1·59	2·56	13·58	2·28
0 56	0·17	2·70	0 20	1·80	0·70	1·20
9·01	5·42	4·34	0·19	9·50	4 75	5·51
n. b.	n. b.	n. b.	0·08	1·39	6 35	0·13
1·22	1·28	0·58	12·12	0·97	2·70	3·02
0 58	—	—	—	0·30	1·51	0·24
n. b.	n. b.	n. b.	n b.	0·30	0 07	n. b.
100·17[6]	100·31	99·72	100·54[7] 0·07	99·70[8] 0·13	100·47[9] 0·08	100·33
100·17	100·31	99 72	100·47	99·57	100·39	100·33
11·9	6·2	34·5	0·5	27·6	7·3	9·7
18·5	11·0	52·7	2·4	17·4	12·7	22·9
66·9	82·0	7·2	94·5	45 3	62·5	62·3
2 7	0·8	5·6	2·6	9·7	17·5	5·1
72·3	60·2	486	59·2	218	43·7	78·9
0·91	0 95	0·51	0·38	0·78	0·82	0·75
0·82	0·60	0	0 90	0·71	0·61	0·49
7·43	6·70	0·39	0	5 62	13·1	3·08
30·4	17·2	87 2	2·9	45 0	20 0	32·6
21·2	11 8	58·3	5·0	27·1	30·2	28·0
14·6	7·0	40·1	3 1	37·3	24·8	14·8

[4] Die Summe muß richtig 99·06 lauten.
[5] Inkl. 0·67 Li_2O.
[6] Inkl. 0·16 BaO und 0·22 SrO; die Summe muß richtig 100·39 lauten.
[7] Inkl. 0·16 Cl und 0 05 S; die Analyse ist auf bei 105° C getrocknete Substanz bezogen.
[8] Inkl. 0·15 CO_2 und 0·005 S.
[9] Inkl. 0·48 BaO, 0·17 SrO, 0·02 S, 0·44 Cl, 0·03 V_2O_3 und 0·02 NiO.

8. Glimmerit-Xenolith aus einem Auswürfling von olivinreichem Ugandit, Kakunyu-Krater, Bunyaruguru (Ruwenzori-Gebiet). Anal.: W. H. Herdsman nach (10).
9. Biotitperidotit (Harz). Anal.: Hampe in (14).
10. Granulit von Wanzenau (niederösterr. Moldanubikum). Anal.: R. Görgey in (1).
11. Pyropserpentin vom Thalheimbach (Klein-Pöchlarn, niederösterr. Moldanubikum). Nach Sahlbom in (16).
12. Karlsteinit (Karlstein, niederösterr. Moldanubikum). Anal.: O. Hackl in (15).
13. Biotitgestein (Biotitit) von Beaver Creek aus dem Alkaligesteinsgebiet von Iron Hill. Anal.: G. Steiger in (11).
14. Biotitanreicherung am Rand eines pegmatoiden Metatekts vom Schwarzwald. Anal.: E. Wohlmann in (13). Das Gestein enthält 16·8 Vol% Plagioklas, 10·9 Vol% Quarz, 1·2 Vol% Apatit.

Den Herren Professoren *F. Machatschki, H. Leitmeier* und *A. Köhler* sind wir für viele Ratschläge und manche tätige Hilfe zu Dank verpflichtet. Unser besonderer Dank gebührt Herrn Dr. *E. Schroll* für die freundliche Ausführung der spektroskopischen Untersuchung.

Zusammenfassung.

Es wird ein Biotitschiefereinschluß im (Pyrop-) Serpentin von Wanzenau (niederösterreichisches Moldanubium, 23 km nördlich Krems) beschrieben und die chemische Analyse mitgeteilt. Der verhältnismäßig hohe Titan- und Phosphorsäuregehalt machen eine Deutung als Reaktionsprodukt (ohne Stoffzufuhr) zwischen Serpentin und Granulit schwierig. Das Gestein wird mit anderen monomineralen Biotititen verglichen.

Literatur.

1. *Becke, F., A. Himmelbauer, F. Reinhold* und *R. Görgey,* Das niederösterreichische Waldviertel. TMPM. *32* (1914), 185. — 2. *Köhler, A.,* Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. TMPM. *39* (1928), 125. 3. *Köhler, A.,* und *A. Marchet,* Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. Fortschr. d. Min. *25* (1941), 253. — 4. *Niggli, P.,* Die Magmentypen. Schweizer. Min. u. Petr. Mitt. *16* (1936), 335. — 5. *Becke, F.,* Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. TMPM. *4* (1882), 189 ff. und 285 ff. — 6. *Phillips, A. H.,* und *H. H. Hess,* Metamorphic differentiation and contacts between serpentinites and silicious country rocks. Am. Min. *21* (1936), 333. — 7. *Fersman, A.,* Geochemische Migration der Elemente. Abh. z. prakt. Geol., Bd. 18 (1929), 74, W. Knapp, Halle-Saale. — 8. *Leitmeier, H.,* Das Smaragdvorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. TMPM. *49* (1937), 245. — 9. *Washington, H. S.,* The Italite Locality of Villa Senni. Am. Journ. Sc. (5) *14* (1927), 173. — 10. *Holmes, A.,* Petrogenesis of katungite and its associates. Am. Min. *35* (1950), 772. — 11. *Larsen, E. S.,* Alcalic rocks of Iron Hill, Gunnison County, Colorado. Prof. Paper U. S. Geol. Serv .1941, Nr. 197 A. — 12. *Larsen, E. S.,* and *J. D. Pardee,* The stock of alkaline rocks near Libby, Montana. Journ. Geol. *37* (1929), 97. — 13. *Mehnert, K. R.,* Zur Frage des Stoffhaushaltes metatektischer Gesteine. N. Jb. f. Min. BB. *82* (1951), 155. — 14. *Koch, M.,* Vorkommen von Olivinfels aus dem Gabbrogebiet des Harzes. Ztschr. d. D. Geol. Ges. *41* (1889), 163. — 15. *Hackl, O.,* und *Walmann, L.,* Ganggesteine der Kalireihe aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Jb. Geol. B. A. *85* (1935), 259. — 16. *Köhler, A.,* und *A. Marchet,* Neue Analysen von Waldviertelgesteinen. TMPM. *37* (1927), 101.

Aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien.

Formel und Kristallstruktur des Trippkeits.

Von

Josef Zemann.

(Eingelangt am 15. Juni 1951.)

Einleitung.

Der Trippkeit ist ein sehr seltenes Mineral, das bis jetzt von Copiapó (Chile) in Paragenese mit Cuprit und Olivenit bekannt ist. Er wurde von *Damour* und *vom Rath* (1) als neue Mineralart erkannt und zu Ehren von Dr. *P. Trippke* benannt. *Vom Rath* stellte die kristallographischen Konstanten fest: tetragonal mit $a : c = 0{\cdot}9160$. *Damour* führte eine qualitative chemische Untersuchung durch und fand dabei nur Kupfer und arsenige Säure; zu einer quantitativen Analyse fehlte es an Material, so daß über den Chemismus des Trippkeits nur feststeht, daß er ein Kupferarsenit ist. Später haben sich nur *V. Goldschmidt* (2) und *Larsen* (3) mit dem Mineral beschäftigt. Ersterer hat in seinen „Kristallographischen Winkeltabellen" die ursprüngliche Aufstellung von *vom Rath* um 45^0 gedreht (damit wird $a : c = 1 : 0{\cdot}6477$); letzterer hat die optischen Konstanten bestimmt: Im durchfallenden Licht blaugrün ohne merklichen Pleochroismus, $\varepsilon = 2{\cdot}12 \pm 0{\cdot}01$, $\omega = 1{\cdot}90 \pm 0{\cdot}01$. Schon dem Entdecker des Schafarzikites *(Krenner* [4]*)* fiel die kristallographische Ähnlichkeit zwischen den beiden Mineralien auf; da man jedoch bei diesem Mineral ebenso unter Materialmangel litt, konnte diese Beobachtung bis jetzt nicht viel weiter helfen.

Da es nun vor kurzem gelungen ist, die Kristallstruktur des Schafarzikites unter Annahme der Formel $FeSb_2O_4$ zu klären, schien es wünschenswert, eine Strukturbestimmung von Trippkeit unter Annahme von Isotypie mit Schafarzikit zu versuchen (vgl. *Zemann* [5]).

Als Grundlage für die vorliegende Untersuchung dienten einerseits Drehkristallaufnahmen und eine Äquator-Weissenberg-Aufnahme um [001], die Prof. Dr. *A. Pabst* an der Havard University (Cambridge, Mass.) aufgenommen hatte. Ferner erhielt das Mineralogische Institut der Universität Wien durch das Entgegenkommen von Prof.

Dr. *C. Frondel* einige Trippkeitkriställchen aus dem U. S. N. M. geliehen, von denen sehr gute Drehkristallaufnahmen um [001] hergestellt werden konnten, die im wesentlichen als Grundlage für die Strukturbestimmung dienten.

Zellkonstanten und Raumgruppe.

Die Drehkristallaufnahmen um [001] lassen sich ebenso wie die Äquator-Weissenberg-Aufnahme mit folgender tetragonalen Zelle indizieren [1] (vgl. Tab. 1 bis 3):

$$a = 8{\cdot}59 \pm 0{\cdot}04 \text{ Å} \quad c/a = 0{\cdot}647$$
$$c = 5{\cdot}56 \pm 0{\cdot}05 \text{ Å}$$

Es wurden folgende Auslöschungsregeln beobachtet:

hkl: alle Ordnungen
hko: alle Ordnungen
hol: nur mit $h = 2n$
hhl: nur mit $l = 2n$

Da auf der Äquator-Weissenberg-Aufnahme die hko- und hko-Reflexe gleich stark sind, fällt die Laue-Symmetrie C_{4h}—4/m weg und es bleiben folgende charakteristische Raumgruppen:

$$D_{4h}^{13}\text{—P 4/mbc und } C_{4v}^{8}\text{—P 4bc.}$$

Da in D_{42}^{13} eine Struktur gefunden werden konnte, welche alle beobachteten Reflexe gut erklärt, ist diese als die tatsächliche Raumgruppe anzusehen.

Die röntgenographische Aufstellung stimmt mit der von *V. Goldschmidt* (2) gewählten überein.

Formel und Kristallstruktur.

Die Gitterkonstanten von Trippkeit sind jenen von Schafarzikit und einer Reihe von synthetischen Antimoniten sowie von synthetischem $NiSs_1O_4$ ähnlich (vgl. *Zemann* [5], *Ståhl* [6]), die Raumgruppe ist dieselbe. Es war daher zu erwarten, daß dem Trippkeit die Formel $CuAs_2O_4$ zukommt und seine Struktur jener der eben erwähnten Verbindungen isotyp ist. Einem Zellinhalt von 4 $CuAs_2O_4$ entspricht eine röntgenographische Dichte von $\rho = 4{\cdot}49$ g/ccm, in genügender Übereinstimmung mit einer Bestimmung von Prof. Dr. *A. Pabst* (Berman-Mikrowaage) $\rho = 4{\cdot}8 \pm 0{\cdot}5$ g/ccm.

[1] *Pabst* hatte früher (vgl. *Zemann* [5]) aus seinen Aufnahmen $a = 8{\cdot}55$ kX und $c = 5{\cdot}65$ kX bestimmt. Die nun vorliegenden besseren Aufnahmen führten auf obige Werte.

Mit folgender Struktur erhält man gute Übereinstimmung zwischen berechneten und beobachteten Intensitäten (vgl. Tab. 1 bis 3):

Raumgruppe: D_{4h}^{13}—P 4/mbc Formel: $CuAs_2O_4$ Z : 4

4 Cu auf 4 (a): ooo usw.

8 As auf 8 (h): xyo usw. $x = 0{\cdot}16$ $y = 0{\cdot}20$

8 O_I auf 8 (g): x $^1/_2$ + x $^1/_4$ usw. $x = 0{\cdot}69$

8 O_{II} auf 8 (h): xyo usw. $x = 0{\cdot}11$ $y = 0{\cdot}61$

Der Fehler in den As-Parametern dürfte nach eingehender Parametervariation kleiner als 0·005 sein; die Fehler in den Sauerstoffparametern sind wahrscheinlich nicht größer als 0·01. Die As-Parameter sind dadurch sehr gut gesichert, daß auf der ersten Schichtlinie weder Cu noch O_I einen Beitrag zum Strukturfaktor leisten (nach obigem Modell ist O_I· ebenfalls unwirksam; es kann aber einen kleinen Beitrag leisten, falls nicht, wie hier angenommen, genau gilt: $y = x + {}^1/_2$).

Tab. 1. Trippkeit. Drehkristallaufnahme um [001], Cuα-Strahlung, Äquator.

hkl	$\sin^2\vartheta$		I		hkl	$\sin^2\vartheta$		I	
	beob.	ber.	beob.	ber.		beob.	ber.	beob.	ber.
110	0162	0160	15	26·1	720	—	4252	0	0·2
200	0302	0321	8	7·4	730	4651	4653	1	1·2
210	0401	0401	4	3·8	650	4887	4894	2	2·3
220	0640	0642	20	34 0	800	—	5134	0	0
310	0797	0802	15	27·0	810+740	5218	5215	4	3·9
320	1033	1043	$^1/_2$	0·1	820	5453	5455	4	5·0
400	1284	1284	1	0·2	660	5765	5776	2	2·6
410	1367	1364	3	2·7	830	5868	5856	1	1·0
330	1446	1444	2	0·4	750	—	5937	0	0·1
420	1603	1605	7	10·6	840	6412	6481	2	2·5
430	2005	2006	2	1·7	910	6587	6579	2	2·8
510	—	2086	0	0	920+760	6833	6819	3	3·0
520	2321	2327	2	1·4	850	7153	7170	1	1·1
440	2568	2567	2	1·3	930	—	7220	0	0 3
530	2722	2728	10	15·3	940	7782	7782	1	1·7
600	2887	2888	6	8·8	770	7868	7862	5	5·0
610	2966	2968	6	7·2	1000+860	8016	8023	3	3·3
620	—	3209	0	0·2	1010	—	8103	0	0·3
540	3290	3289	5	3·5	1020	8339	8344	2	2·8
630	—	3610	0	0	950	8517	8504	5	6·1
710+550	4003	4011	4	3 7	1030	8745	8745	1	0·6
640	4175	4172	4	2·9	870	9076	9065	5	5·8

Tab. 2. Trippkeit. Drehkristallaufnahme um [001], Cuα-Strahlung, 1. Schichtlinie.

hkl	$\sin^2\vartheta$		I		hkl	$\sin^2\vartheta$		I	
	beob.	ber.	beob.	ber.		beob.	ber.	beob.	ber.
201	0518	0523	2	2.6	731	4843	4848	5	4·3
211	0598	0592	20	54·0	651	5087	5068	3	1·7
311	0991	0994	1	0·4	801	5340	5326	$^1/_2$	0·4
321	1238	1235	3	2·6	811+741	5385	5407	4	2·9
401	1483	1476	5	4·7	821	—	5647	0	0·1
411	1571	1556	10	22·0	831	6057	6048	1	0.9
421	1800	1797	4	3·3	751	6150	6129	4	2.0
431	2204	2198	1	0·7	841	6620	6673	2	0.6
511	2277	2278	2	1·1	911	6784	6771	1	0·4
521	2515	2519	2	1·5	921+761	7034	7011	4	1·4
531	2934	2920	4	2·1	851	7340	7362	1	0.3
601	3087	3080	2	0·8	931	7439	7412	4	2·4
611	3151	3160	2	1·1	941	—*	7974	1	0·4
621	3388	3401	2	1·4	1001+861	8227	8215	6	6·1
541	3463	3481	4	2·6	1011	—*	8295	1	0·9
631	—	3802	0	0 2	1021	8542	8536	5	3·6
711	4201	4203	2	1·5	956	8722	8696	5	3·5
641	4373	4364	1	0·6	1031	8967	8937	2	0·5
721	4451	4444	3	2·0					

* unmeßbar

Die Tab. 1 bis 3 zeigen, daß die mit obigem Modell berechneten Intensitäten den beobachteten bis zu hohen Indizes gut entsprechen. Es ist zu beobachten, daß Reflexe auf verschiedenen Schichtlinien nicht miteinander verglichen werden können.

Diskussion der Struktur.

Trippkeit ist mit der von *Ståhl* (6) strukturell aufgeklärten Reihe von tetragonalen Antimoniten und Arseniten vom Formeltyp AB_2O_4 (B = Sb, As) isotyp. Auf Grund der qualitativen Analyse von *Damour* (1) und unseren Intensitätsberechnungen kann an der Formel $CuAs_2O_4$ nicht gezweifelt werden.

Die Struktur (vgl. auch die Beschreibung der Struktur von Schafarzikit, *Zemann* [5], dort auch Abbildungen) ist durch AsO_2-Ketten parallel der 4zähligen Achse charakterisiert. Innerhalb dieser Kette ist jedes As-Atom von 3 Sauerstoffatomen flachpyramidal umgeben. Die Sauerstoffe jeder Kette liegen parallel einer Ebene (110). Da bei Trippkeit die Streuverhältnisse günstiger liegen als bei den

Tab. 3. Trippkeit. Drehkristallaufnahme um [001], Cuα-Strahlung, 2. Schichtlinie.

hkl	$\sin^2\vartheta$		I		hkl	$\sin^2\vartheta$		I	
	beob.	ber.	beob.	ber.		beob.	ber.	beob.	ber.
112	0904	0928	10	7·0	552+712	4766	4779	4	3·2
202	1065	1089	10	18·2	642	4922	4940	2	0·9
212	1153	1169	8	8·8	722	—	5060	0	0
222	1409	1410	2	0·6	732	5401	5421	4	3·0
312	1565	1570	1	0·6	652	5644	5662	3	1·6
322	1820	1811	2	1·0	802	5894	5902	3	2·1
402	2054	2052	6	2·3	812+742	5971	5983	4	3·5
412	2125	2132	1	0·6	822	—	6223	0	0·5
332	2219	2212	10	9·0	662	—	6544	0	0·3
422	2373	2373	2	1·3	832	6603	6624	2	0·9
432	2777	2774	4	2·6	752	6677	6705	4	3·3
512	2871	2854	8	6·7	842	∽7239	7249	1	0·7
522	3095	3095	3	1·9	912	∽7355	7347	1	0·9
442	3331	3335	3	1·5	922+762	7568	7587	4	4·4
532	3497	3496	4	1·9	852	∽7900	7938	1	1·3
602	—	3656	0	0·3	932	7960	7988	4	5·8
612	3740	3736	4	2·7	942	8609	8550	6	5·8
622	3952	3977	6	7·4	772	—	8630	0	0
542	4054	4057	4	2·4	1002+862	8791	8791	8	10·9
632	—	4378	0	0·1					

bis jetzt untersuchten Vertretern dieses Strukturtyps ($ZnSb_2O_4$ durch *Ståhl* [6], Schafarzikit, $FeSb_2O_4$, durch *Zemann* [5] und Pb_3O_4 durch *Byström* und *Westgren* [7]), wurde versucht, die Gestalt der Kette möglichst genau festzulegen. Es ergab sich dabei auf Grund zahlreicher Parametervariationen, daß innerhalb der Fehlergrenzen für die O_{II} gilt: $y = x + {}^1/_2$, das heißt, die Sauerstoffe der Kette liegen tatsächlich in einer Ebene, wie auch bei den vorhin genannten Strukturen angenommen wurde. Die wichtigeren Atomabstände der Struktur sind in Tab. 4 angegeben. Der verhältnismäßig große Unterschied in den Abständen As—O_I und As—O_{II} ist auffällig — das von As nur 1·69 Å abstehende O_{II} ist nur an 1 As koordinativ gebunden, die O_I mit dem As—O-Abstand 1·89 Å gehören 2 As an. Im kubischen As_2O_3 beträgt der Abstand As—O nach *Almin* und *Westgren* (8) $1{\cdot}80 \pm 0{\cdot}05$ Å. Auf Grund der guten Übereinstimmung zwischen berechneten und beobachteten Intensitäten und der recht verschiedenen Koordination um O_I und O_{II} scheint es doch, daß die hier gefundenen Abweichungen von diesem Wert nicht nur auf den unvermeidlichen Fehlern in Gitterkonstanten und Parametern be-

Tab. 4. Interatomare Abstände in Trippkeit.

Atom	Nächste Nachbarn	Atomabstand in Å
4 Cu in 4(d)	2 O_I in 8(g)	2·31
	4 O_{II} in 8(h)	1·93
8 As in 8(h)	2 O_I in 8(g)	1·89
	1 O_{II} in 8(h)	1·69
8 O_I in 8(g)	1 Cu in 4(d)	2·31
	2 As in 8(h)	1·89
	2 O_I in 8(g) $\parallel$ c	2·78
	4 O_{II} in 8(h)	2·98
8 O_{II} in 8(h)	2 Cu in 4(d)	1·93
	1 As in 8(h)	1·69
	2 O_I in 8(g)	2·98
	2 O_{II} in 8(h) $\parallel$ c	2·78
	1 O_{II} in 8(h) $\perp$ c	2·68

ruhen. Cu ist oktaedrisch von 4 O_{II} und 2 O_I umgeben, wobei der Abstand Cu—O_{II} um 13% kleiner ist als Cu—O_I! Die Intensitätsberechnungen haben ergeben, daß die Parameter unbedingt so gewählt werden müssen, daß Cu—O_{II} beträchtlich kleiner wird als Cu—O_I. Kupfer hat also hier ebenso wie in vielen anderen Fällen eine 4 + 2-Koordination. Der kürzere Cu—O-Abstand entspricht gut dem in Tenorit (*Tunell, Posnjak* und *Ksanda* [9]).

In der Schreibweise *Machatschkis* (10) lautet die Strukturformel des Trippkeits $^1_\infty Cu^{[4+2]}[As_2{}^{[3]}O_4]$ t.

Mit der Morphologie (nach der c-Achse gestreckte Kriställchen, ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (100) und (110)) und Optik (hohe Doppelbrechung, optisch positiv) steht die Struktur in Übereinstimmung.

Die Herren Prof. Dr. *A. Pabst* (Berkeley, Cal.) und *C. Frondel* (Cambridge, Mass.) haben diese Arbeit in vieler Hinsicht gefördert. Ersterer hat mir großzügig und uneigennützig sein ganzes Arbeitsmaterial über dasselbe Mineral zur Verfügung gestellt, so vor allem eine Weissenbergaufnahme um [001] und seine Daten über die Dichtebestimmung von Trippkeit; letzterer hat durch die freundliche Überlassung von Proben eigene Röntgenaufnahmen an diesem seltenen Material ermöglicht. Durch das freundliche Entgegenkommen von Prof. *F. Machatschki* standen mir alle Arbeitsmöglichkeiten des Mineralogischen Institutes der Universität Wien zur Verfügung. Ich möchte nicht versäumen, den genannten Herren auch an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank auszusprechen.

Zusammenfassung.

Trippkeit besitzt folgende Struktur:

Formel: $CuAs_2O_4$

Gitterkonstanten: $a = 8{\cdot}59 \pm 0{\cdot}04$ Å $\quad c/a = 0{\cdot}647$
$c = 5{\cdot}56 \pm 0{\cdot}05$ Å

Raumgruppe: D_{4h}^{13} — P 4/mbc $\quad Z : 4$

Punktlagen: 4 Cu auf 4 (a) : ooo usw.
8 As auf 8 (h) : xyo usw. $\quad x = 0{\cdot}16 \quad y = 0{\cdot}20$
8 O_I auf 8 (g) : x $^1/_2$ + x $^1/_4$ usw. $\quad x = 0{\cdot}69$
8 O_{II} auf 8 (h) : xyo usw. $\quad x = 0{\cdot}11 \quad y = 0{\cdot}61$

Die Übereinstimmung zwischen beobachteten und berechneten Intensitäten ist bis zu hohen Indizes (10. Ordnung!) gut.

Literatur.

1. *Damour, A.*, und *G. vom Rath*, Über den Trippkeit, eine neue Mineralspecies. Z. Krist. *5* (1881), 245. — 2. *Goldschmidt, V.*, Kristallographische Winkeltabellen. J. Springer, Berlin, 1897 (p. 351). — 3. *Larsen, E. S.*, The microscopic determination of the nonopaque minerals. U. S. Geol. Survey, Bull. *679* (1921). 145. — 4. *Krenner, J. A.*, Schafarzikit, ein neues Mineral. Z. Krist. *56* (1921), 198. — 5. *Zemann, J.*, Formel und Kristallstruktur des Schafarzikites. TMPM. (3) *2* (1950), 166. — 6. *Ståhl, S.*, The Crystal Structure of $ZnSb_2O_4$ and Isomorphous Compounds. Arkiv f. Kemi etc., Bd. 17 B (1943), Nr. 5. — 7. *Byström, A.*, und *A. Westgren, The* Crystal Structure of Pb_3O_4 and $SnPb_2O_4$. Arkiv f. Kemi etc., Bd. 16 B (1943), Nr. 14. — 8. *Almin, K. E.*, und *A. Westgren*, The Lattice Parameters of the Cubic As_2O_3 and Sb_2O_3. Arkiv f. Kemi etc., Bd. 15 B (1942), Nr. 22. — 9. *Tunell, G., E. Posnjak* und *C. J. Ksanda*, Geometrical and Optical Properties, and Crystal Structure of Tenorite. Z. Krist. *90* (1935), 120. — 10. *Machatschki, F.*, Konstitutionsformeln für den festen Zustand. Monatsh. f. Chemie 77 (1947), 333.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Statistische Untersuchung über die Verteilung von Rechts- und Linksquarzen und Quarzzwillingen an einigen österreichischen Fundpunkten.

Von

M. Brandenstein und **H. Heritsch.**

Mit 1 Textabbildung.

(Eingelangt am 1. Juli 1951.)

Inhalt: Verschiedene Vorkommen von Quarz wurden auf die Verteilung von Rechts- und Linksquarzen und Quarzzwillingen durch die Ätzmethode untersucht. Im ganzen liegen Beobachtungen von 1070 Quarzen vor. Es wird versucht die Art der Verzwilligung mit der Paragenese in Beziehung zu setzen. Das bekannte Überwiegen der Dauphinéer-Zwillinge bei alpinen Kluftquarzen wird statistisch belegt. Die Quarze des steirischen Erzberges weisen in ihrem Ätzverhalten große Unterschiede zu den Quarzen von Hüttenberg (Kärnten) auf. Die Quarze des Lumkofels (Osttirol) sondern sich deutlich von den anderen Vorkommen ab. Einige Vorkommen ließen keine Ätzung zu.

Statistische Untersuchungen über Quarzzwillinge und über den Drehungssinn der Quarze sind schon häufig durchgeführt worden. In diesem Zusammenhang sei auf die vor kurzem erschienene Arbeit von *H. R. Gault* (1) hingewiesen, in der sich auch viele Hinweise auf ältere Literatur finden.

Von österreichischen Vorkommen liegen noch keine solchen statistischen Untersuchungen vor, weshalb der Gedanke nahe lag, auch hier diese durchzuführen. Dabei konnte hinsichtlich der Methodik in engem Anschluß an *Gault* (1) gearbeitet werden. Die einzige Schwierigkeit liegt in der Feststellung der Ätzzeiten. Nach reichlichen Vorversuchen erwies es sich ebenfalls als günstig, die gewöhnliche käufliche Flußsäure zu verwenden und die individuelle Ätzzeit für jeden Fundpunkt zu ermitteln. Es ergeben sich immerhin Schwankungen von 6 bis 12 Stunden bei Zimmertemperatur, was in den Tabellen vermerkt ist. Vor der Ätzung wurden die Quarzkristalle mit kochender Salzsäure gereinigt. Gelegentlich versagte die Ätzmethode und es wurden für diese Fundpunkte optische und röntt-

genographische Methoden angewendet. Diese Ergebnisse sind aber in der folgenden Arbeit gesondert dargestellt.

Bei der Auswahl der Fundpunkte, die untersucht werden konnten, mußte natürlich berücksichtigt werden, daß auch genügend Material vorlag. Daher konnte nur eine bescheidene Anzahl von Vorkommen behandelt werden, obwohl es eine große Zahl von bekannten Fundpunkten von Quarz gibt. Das Material unserer Untersuchungen stammt aus verschiedenen Quellen: Sammlung des mineralogisch-petrographischen Institutes in Graz, Landesmuseum für Kärnten (Dr. *F. Kahler*); ferner unterstützten uns in der Materialbeschaffung die Herren Dr. *H. Meixner* (Hüttenberg), Ing. *K. Matz* (Hüttenberg), *J. Trojer* (Virgen) und *F. Herrmann* (Villach). Allen sei auch an dieser Stelle unser Dank ausgesprochen.

Es bestand die Absicht, die Untersuchungen getrennt nach Handstücken vorzunehmen. Damit kann festgestellt werden, ob innerhalb des verhältnismäßig kleinen Bereiches eines Handstückes Drehungssinn oder Verzwilligungseigenschaften irgendwie gegen andere Handstücke abweichen. (Das war aber nur dort möglich, wo genügend Material zur Verfügung stand.) Der Gedanke findet sich übrigens auch gelegentlich in der Literatur.

Bezüglich der allgemeinen Beschreibung der Zwillingsgesetze und ihrer Bezeichnungen schließen wir uns an *Gault* (1) an, ebenso auch in anderen Punkten, z. B. in der Auffassung der unverzwillingten Quarzkristalle. In den Tabellen bedeutet (in Klammern gesetzt die *Gault*sche Bezeichnung):

Ru	(Rnt)	Rechtskristall unverzwillingt
Lu	(Lnt)	Linkskristall unverzwillingt
Rd	(Rd)	Rechter Dauphinéer-Zwilling
Ld	(Ld)	Linker Dauphinéer-Zwilling
Rb	(Rb)	Brasilianer-Zwilling, rechts vorherrschend
Lb	(Lb)	Brasilianer-Zwilling, links vorherrschend
Rdb	(Rdb)	Dauphiné-Brasilianer-Zwilling, rechts vorherrschend
Ldb	(Lbd)	Dauphiné-Brasilianer-Zwilling, links vorherrschend.

Konnte die Trennung, welches Individuum vorherrschend ist, nicht durchgeführt werden, so sind die beiden in den Tabellen vereinigt.

Die Anordnung der einzelnen Fundpunkte berücksichtigt die Paragenese. Auf die Quarze der alpinen Zerrklüfte folgen die des steirischen und Hüttenberger Erzberges (metasomatische Eisenspatlagerstätten). Die heißhydrothermale Paragenese vertritt Weitendorf (Steiermark) und den Abschluß bilden die vermutlich sedimentären Quarze des Lumkofels (Osttirol).

Quarze der alpinen Zerrklüfte.

Knorrkogel (Venediger). Dieser Fundpunkt liegt östlich des Löbbentörls. Zur Verfügung standen uns 9 Stufen. Die einseitig entwickelten, stengeligen Kristalle haben eine durchschnittliche Größe von 5 mm × 10—15 mm und zeigen als Flächen das Grundprisma (m), das positive (r) und negative (z) Grundrhomboeder. Fast alle Individuen waren leicht milchig trüb und nur selten gab es glasklar durchsichtige Individuen. Das Ergebnis der Ätzung hält die Tab. 1 fest.

Tabelle 1.

Stufe	Ru	Lu	Rd	Ld	Rb	Lb	Rdb	Ldb	Ätzzeit
1	6	6	54	64	—	—	—	—	12h
2	7	9	50	57	—	—	—	—	12h
3	7	9	24	21	—	—	—	—	12h
4	3	2	27	31	—	2	—	—	12h
5	—	—	23	36	—	—	—	—	12h
6	3	3	37	4	—	—	—	—	12h
7	1	1	4	11	—	—	—	—	12h
8	—	—	6	7	—	—	—	—	12h
9	2	1	1	1	—	—	—	—	12h
Summe	29	31	226	232	—	2	—	—	Gesamt 520
%	5,6	6,0	43,5	44,6	—	0,3	—	—	100%

In allen genügend kristallreichen Drusen ist ein deutliches Übergewicht der Dauphinéer-Zwillinge zu verzeichnen, unverzwillingte Kristalle sind durchaus selten, während Brasilianer-Zwillinge nur in verschwindenden Mengen und Dauphiné-Brasilianer-Zwillinge überhaupt nicht auftreten. Die Verteilung der Rechts- und Linksindividuen ist in den kristallreichen Gruppen fast genau 1 : 1.

Granatspitzgruppe. Von einem uns nicht näher bekannten Fundpunkt dieser Gebirgsgruppe konnten wir zwei Stufen bearbeiten. Auf einer Unterlage von Kalkphyllit war eine Schichte von derbem Quarz, die wieder kurzstengelige Quarzkristalle trug. Die Größe der Quarzkristalle war in zwei getrennten Größenordnungen um 2 cm und 1 mm ohne vermittelnde Zwischengrößen. Die Individuen waren gut durchsichtig und farblos. An Flächen traten auf m, r und z. Tab. 2 bringt das Ergebnis der Ätzung.

Die Übereinstimmung zu dem Fundpunkt Knorrkogel ist festzustellen, sowohl was die Verteilung der Zwillingsbildungen, als auch was ihre Aufteilung in Rechts- und Linksindividuen betrifft.

Falkenstein. Dieses Vorkommen liegt nordöstlich von Matrei (Osttirol). Auf Kalkphyllit sind dünnprismatische Quarzkristalle mit m-, r- und z-Flächen aufgewachsen. Die durchschnittliche Größe ist 5 mm × 10—20 mm. Die Quarze sind farblos und gut durchsichtig. Alle Ätzversuche scheiterten bei diesem Vorkommen. Es bildeten sich

Tabelle 2.

Stufe	Ru	Lu	Rd	Ld	Rb	Lb	Rdb	Ldb	Ätzzeit
1	13	13	45	46	—		—	—	12h
2	8	8	27	27	2		—	—	12h
Summe	21	21	72	73	2		—	—	Gesamt 189
%	11,1	11,1	38,1	38,6	1,1		—	—	100%

überhaupt keine Ätzfiguren sondern tiefe Kanäle in den Kristall hinein, die bei weiterer Einwirkung der Flußsäure zu Zerfressungserscheinungen führen. Die tiefen Ätzkanäle sehen makroskopisch wie ein weißer Überzug aus. Basisplatten zeigten optisch anomales Verhalten, weshalb eine gesonderte Untersuchung notwendig wurde, deren Ergebnisse in der folgenden Arbeit dargestellt sind.

An diese Vorkommen anzuschließen ist wohl auch das Vorkommen *Gossen* bei Hüttenberg trotz der nahen Lage zu Hüttenberg (Kärnten).

Gossen bei Hüttenberg (Kärnten). Beim Bau eines Luftschutzstollens wurde eine Kluft mit Quarzkristallen angefahren. Die Größe der farblosen, dickstengeligen Kristalle, die mit einer Eisenhydroxydschicht überzogen waren, ist durchschnittlich 1 cm × 3,5 cm. An Flächen waren nur m, r und z zu beobachten. Ergebnisse der Ätzung sind in Tab. 3 wiedergegeben.

Tabelle 3.

	Rd	Ld	Ätzzeit	
	20	32	6h	Gesamt 52
%	38,5	61,5		100%

Es wurden überhaupt nur Dauphinéer-Zwillinge gefunden, wobei infolge der geringen Anzahl von Kristallen das Verhältnis 1 : 1 zwischen Rechts- und Linksindividuen nicht gut wiedergegeben ist. Die Quarze von Hüttenberg zeigen ganz andere Verhältnisse (siehe unten), so daß man das Vorkommen von Gossen nicht der Hüttenberger Lagerstätte zuzählen kann.

Quarze der metasomatischen Eisenspatlagerstätten.

Steirischer Erzberg. Die paragenetische Stellung der Mineralien dieser Lagerstätte bearbeitete *F. Angel* (2), wonach der Quarz in die Eisenspatparagenese zu stellen ist. Zwei Stufen konnten bearbeitet werden, von denen allerdings der genaue Fundpunkt innerhalb des Erzberges nicht bekannt ist. Beide Stufen zeigten auf Siderit aufgewachsene bzw. in Siderit eingewachsene Quarzkristalle, die dann durch Kochen mit Salzsäure freigelegt werden mußten.

Die Quarzkristalle der ersten Stufe waren dünnstengelig bis nadelförmig mit Längen von 1 cm bis 4 cm und Dicken von wenigen Millimetern. An Flächen waren zu erkennen m, r und z, ganz selten noch s und x (rechte und linke Formen). Jedoch erschienen diese zusätzlichen Flächen so selten, daß auf Grund dieser morphologischen Daten allein eine Statistik unmöglich durchzuführen wäre. Die Kristalle sind farblos und durchsichtig.

Die Kristalle der zweiten Stufe sind ganz ähnlich, nur etwas kleiner. Ergebnisse der Ätzung enthält die Tab. 4.

Tabelle 4.

Stufe	Ru	Lu	Rd	Ld	Rb	Lb	Rdb	Ldb	Ätzzeit
1	17	14	73	72	2	—	1	1	12h
2	22	14	18	14	1		1		12h
Summe	39	28	91	86	3		3		Gesamt 250
%	15,6	11,2	34,4	36,4	1,2		1,2		100%

Hier ist der Fall gegeben, daß beim selben Fundpunkt an verschiedenen Stufen die Verteilung von Zwillingen und unverzwillingten Individuen verschieden ist. In der ersten Stufe ist ein deutliches Überwiegen der Dauphinéer-Zwillinge zu verzeichnen, in der zweiten Stufe dagegen sind unverzwillingte Individuen und Dauphinéer-Zwillinge fast gleichmäßig verteilt. Leider sind die genauen Fundpunkte nicht bekannt, aber es wäre immerhin möglich, daß die beiden Stufen von beträchtlich weit auseinander liegenden Stellen des Erzberges stammen. Die Verteilung von Rechts- und Linksindividuen ist wieder fast 1 : 1.

Hüttenberger Erzberg (Kärnten). Alle Ätzversuche an dem reichlich zur Verfügung stehenden Material schlugen fehl. Statt Ätzfiguren bilden sich — ähnlich wie bei den Falkensteiner Quarzkristallen — nur tiefe Ätzkanäle und Zerfressungserscheinungen. Gelegentlich konnten undeutliche und nur lokal sehr beschränkt auf-

tretende Ätzfiguren als Brasilianer- und Dauphinéer-Zwillinge gedeutet werden. Es wurden sowohl farblose Quarze wie auch Amethyste untersucht. Die Kristallentwicklung zeigt nur die Grundrhomboeder, das Grundprisma ist nicht oder nur andeutungsweise entwickelt. Die Oberfläche der Drusen besteht aus den freien Rhomboederflächen; nach unten zu setzen sich die Kristalle stengelig, aber nicht kristallographisch begrenzt, und sich gegenseitig am Wachstum behindernd, fort und sind auf derbem Siderit aufgewachsen. Die Größe der freien Köpfe ist um 1 cm. Auch hier war eine gesonderte Untersuchung, über die in der folgenden Arbeit berichtet wird, notwendig.

Quarze als Hohlraumfüllung junger Eruptiva.

Weitendorf bei Wildon (Steiermark). Die Quarze erscheinen an diesem Fundort als Mandel- und Spaltenfüllung eines Basaltes. An Kristallformen treten die Grundrhomboeder und sehr kurz ausgebildet das Grundprisma auf, so daß sich ein kurzpyramidaler Habitus ergibt. Die Größen der Kristalle bewegen sich um einige Millimeter. Im Ätzverhalten zeigten die Kristalle nur Zerfressungen und tiefe Ätzkanäle, die sich nicht kristallographisch auswerten ließen, wodurch eine gewisse Ähnlichkeit zu den Quarzen von Falkenstein und Hüttenberg besteht. An sehr beschränkten Flächenstücken ließen sich undeutliche Ätzfiguren als Brasilianerverzwilligung deuten. Eine gesonderte Untersuchung dieser Quarze findet sich in der folgenden Arbeit.

Quarze sedimentärer Abkunft.

Lumkofel (Osttirol). Der Fundpunkt liegt nördlich von Liesing im Lessachtal. Die Quarzkristalle kommen dort eingewachsen im Hauptdolomit vor und sind wahrscheinlich sedimentärer Abkunft. Die Kristalle sind von m, r und z begrenzt und in der Regel doppelseitig ausgebildet. Die Größe der kurzprismatischen Individuen ist um 0·5 bis 1 cm Länge und einigen Millimetern Breite. Viele Kristalle sind dunkel gefärbt, es gibt aber auch milchig trübe und durchsichtig farblose. Neben den guten Kristallen erscheinen noch unregelmäßig begrenzt Quarzkörner. Durch Auflösen in Salzsäure konnte das Karbonat entfernt und so die Einzelkristalle gewonnen werden. Das Ergebnis der Ätzung enthält Tab. 5.

Hier liegt ein deutliches Maximum bei den unverzwillingten Kristallen. Rechts- und Linksindividuen sind wieder im Verhältnis

1 : 1, obwohl die Gesamtzahl der Kristalle sehr klein ist und daher der guten Relation nicht zu viel Gewicht beigemessen werden kann. Einige Basisplatten, aus unverzwillingten Kristallen herausgeschnit-

Tabelle 5.

	Ru	Lu	Rd	Ld	Rb	Lb	Rdb	Ldb	Ätzzeit	Gesamt
	24	21	4	4	2	2	—	—	6h	59
%	35,6	40,7	6,7	6,7	10,2		—	—		100%

ten, erwiesen sich tatsächlich als Einkristalle (vgl. auch die folgende Arbeit).

Es wurden immerhin 1070 Kristalle insgesamt untersucht, so daß es möglich ist, über eine relativ große Zahl zu summieren. Natürlich hat das dann keinen paragenetischen Wert mehr, wohl lassen sich aber Aussagen über das Verhältnis der Rechts- und Linksindividuen machen, das ja (vgl. auch die Literaturzusammenstellung bei *Gault* [1]) 1 : 1 sein soll, vorausgesetzt, daß eine genügend große Anzahl von Kristallen in Betracht gezogen wird. Dieses Verhältnis 1 : 1 ist, wie die Tab. 6 zeigt, in den individuenreichen Kategorien hinlänglich erfüllt.

Tabelle 6.

	Ru	Lu	Rd	Ld	Rb	Lb	Rdb	Ldb	Gesamt
	102	112	414	426	13		3		1070
%	10,5	9,5	38,7	39,8	1,2		0,3		100%

Das Verhältnis der Zwillinge, nach *Gault* (1) berechnet, ist:

Tabelle 7.

	Dauphinéer-Zwillinge	Brasilianer-Zwillinge	Dauphiné-Brasilianer-Zwillinge
Knorrkogel	10	0,00	0,04
Granatspitz	10	0,14	0,00
Gossen	10	0,00	0,00
Erzberg	10	0,17	0,17
Lumkofel	10	7,50	0,00

Graphisch sind diese Verhältnisse in der Abb. 1 dargestellt.

Zusammenfassung: Unter den untersuchten Vorkommen erwiesen sich drei Vorkommen (Hüttenberg, Falkenstein, Weitendorf) als der Ätzmethode nicht zugänglich. Die Quarzkristalle dieser Vorkommen werden in der folgenden Arbeit getrennt behandelt.

Eine paragenetische Betrachtung der ätzbaren Vorkommen ergibt:

Die Quarzkristalle der alpinen Zerrklüfte zeigen ein bedeutendes Überwiegen der Dauphinéer-Zwillinge, Einzelkristalle sind durchaus selten und Rechts-Linksverzwilligungen noch viel seltener. Das entspricht durchaus den Erfahrungen der morphologischen Kristallographie.

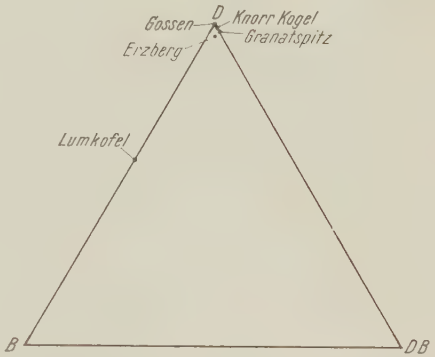


Abb. 1. Graphische Darstellung der Häufigkeit der Zwillinge nach dem Dauphinéer (D_2), Brasilianer (B) und Dauphiné-Brasilianer Gesetz (DB). (Der Projektionspunkt Granatspitz gehört auf die Gerade D—B in derselben Höhe.)

Interessant ist ferner der Unterschied der Quarze vom steirischen Erzberg und Hüttenberg, beides metasomatische Eisenerzlagerstätten. Die Quarze des steirischen Erzberges tendieren in ihren Zwillingen zu den alpinen Kluftquarzen, während die Hüttenberger Quarze keine deutbaren Ätzfiguren liefern.

Die wahrscheinlich sedimentären Quarze des Lumkofels nehmen den vorgenannten Vorkommen gegenüber eine deutliche Sonderstellung dadurch ein, daß bei ihnen eine annähernd gleichmäßige Verteilung von unverzwillingten Kristallen und Dauphinéer-Zwillingen auftritt.

Keines der untersuchten Vorkommen bietet die Möglichkeit der industriellen Auswertung für Schwingquarze.

Graz, 30. Juni 1951.

Literatur.

1. *Gault, H. R.*, Am. Min. *34* (1949), 142. — 2. *Angel, F.*, Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark *75* (1939), 227.

Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Graz.

Die Bestimmung der Quarzverzwilligungen mit Hilfe von optischen Eigenschaften und Laueaufnahmen (mit Beispielen).

Von

Haymo Heritsch.

Mit 12 Textabbildungen.

(Eingelangt am 1. Juli 1951.)

Inhalt: Es wird gezeigt, daß es möglich ist, die Quarzzwillinge nach dem Dauphinéer, Brasilianer und Dauphiné-Brasilianer Gesetz durch das optische Verhalten (Drehvermögen und Achsenbild) und durch Laueaufnahmen $\perp$ (0001) zu bestimmen (Tab. 1). Über die Deutung anomaler Quarzachsenbilder (einachsig nicht zirkularpolarisierend und zweiachsig) wird diskutiert. Kristalle von Weitendorf, Hüttenberg und vom Falkenstein werden nach dieser Methode behandelt und als komplexe Dauphiné-Brasilianer Zwillinge (Weitendorf und Hüttenberg) bzw. als Einkristalle und Dauphinéer Zwillinge (Falkenstein) erkannt.

Bei der Untersuchung von Quarzkristallen neun österreichischer Fundpunkte auf Rechts- und Linksquarze bzw. auf ihre Verzwilligung mit Hilfe der Ätzmethode mit Flußsäure erwiesen sich nicht weniger als drei Fundpunkte (nämlich Weitendorf, Hüttenberg und Falkenstein) für diese Methode unzugänglich, wie in der vorhergehenden Arbeit auseinandergesetzt wurde. Quarzkristalle der vorgenannten Fundpunkte liefern keine Ätzfiguren, sondern nur undeutbare Zerfressungserscheinungen. Dieses war der Ausgangspunkt dafür, nach einer anderen Methode zur Feststellung der gewünschten Daten zu suchen.

Grundsätzlich ist bis jetzt die Verzwilligung der Quarze (unter Einschränkung auf die hier in Betracht kommenden Gesetze: Dauphinéer, Brasilianer, Dauphiné-Brasilianer Gesetz, vgl. *Gault* [1]). 1. durch kristallographisch-morphologische Daten und 2. durch die Ätzmethode bestimmt worden. Das erste Verfahren ist für statistische Zwecke kaum brauchbar, da die hiefür benötigten charakteristischen Flächen (meist das positive Trapezoeder x) viel zu selten auftreten und oft auch noch durch zufälliges Ausfallen

nicht an allen kristallographisch vorgeschriebenen Stellen vorkommen (*Friedländer* [2] und *Heritsch* [3]). Deshalb wird vorwiegend die Ätzmethode angewendet.

Die optische Untersuchung an Basisplatten größerer Dicke liefert durch die Zirkularpolarisation nur den Drehungssinn, also Rechts- und Linksquarz. Rechts- und Linksverzwilligung im engverzwillingten (aber nicht zu engverzwillingten siehe später) Bereiche ist durch *Airy*sche Spiralen kenntlich, im weitverzwillingten Bereich dagegen durch verschieden drehende Kristallteile, z. B. Sektoren.

Mit Hilfe der Optik können nicht unterschieden werden Einkristall und Dauphinéer Zwilling (beide liefern ein gewöhnliches zirkularpolarisierendes Achsenbild) einerseits und Brasilianer und Dauphiné-Brasilianer Zwilling anderseits (beide liefern entweder verschieden drehende größere Kristallteile oder bei engerer Verzwilligung *Airy*sche Spiralen).

Durch Lauebilder mit Strahlrichtung $\perp$ (0001) lassen sich diese beiden Fälle nun wieder trennen. *Haga* und *Jaeger* haben in (4) darauf hingewiesen, daß nur unverzwillingte Quarzkristalle Diagramme mit Lauesymmetrie D_{3d} zeigen (Referat in [5] und sehr kurzer Hinweis und Zitat in [6]).

Das Lauebild $\perp$ (0001), das ein Tiefquarz-Einkristall (D_3) gibt, hat die Lauesymmetrie D_{3d}. Dabei läßt sich auch noch die Lage der positiven Rhomboeder bestimmen, was schon *Fr. Rinne* (7) getan hat und auch bestätigt werden konnte.

Der Dauphinéer Zwilling hat eine Gesamtsymmetrie von D_6 und liefert daher ein Lauebild der Lauesymmetrie D_{6h} (sechszähliges Lauebild).

Der Brasilianer Zwilling hat als Gesamtsymmetrie D_{3d} und das Lauebild, das er erzeugt, weist die Lauesymmetrie D_{3d} auf (dreizähliges Lauebild wie ein Einkristall).

Der Dauphiné-Brasilianer Zwilling schließlich ist von der Gesamtsymmetrie D_{3h} und erzeugt ein Lauebild mit der Lauesymmetrie D_{6h} (sechszähliges Lauebild entsprechend dem Dauphinéer willing).

Durch Kombination des optischen Befundes mit den röntgenographischen Daten kann somit die Verzwilligung eindeutig festgestellt werden (vgl. Tab. 1).

An und für sich wäre damit die Bestimmung eines Quarzzwillings in der angegebenen Weise eindeutig möglich. Es treten aber dadurch noch weitere Schwierigkeiten auf, daß der optische Befund in einzelnen Fällen nicht eindeutig ist, daß nämlich abnormale Achsenbilder zu beobachten sind:

1. Achsenbilder, die keine Zirkularpolarisation zeigen, d. h. auch in dicken Quarzplatten (über 1 mm) geht durch den zentralen Teil des Achsenbildes das schwarze Achsenkreuz durch. Diese anomalen Quarzachsenbilder sehen mithin so aus wie normale Achsenbilder einachsiger nicht zirkularpolarisierender Kristalle, vgl. *R. Brauns* (8).

Tabelle 1.

		Optischer Befund		
		rechtsdrehend	linksdrehend	Airysche Spiralen (anomal nicht zirkularpolarisierendes Achsenbild?)
Röntgen-Befund	D_{3d}	rechter Einkristall	linker Einkristall	Brasilianer Zwilling
	D_{6h}	rechter Dauphinéer Zwilling	linker Dauphinéer Zwilling	Dauphiné-Brasilianer Zwilling

Die von *Brauns* vorgeschlagene Deutung, daß es sich um eine ganz enge Verzwilligung dünnster Rechts- und Linkslamellen handelt, würde bedeuten, daß in der Rubrik „*Airy*sche Spirale" der Tab. 1 noch hinzuzufügen ist „anomal nicht zirkularpolarisierendes Achsenbild". In der genannten Tabelle ist das in Klammer mit einem Fragezeichen versehen auch geschehen.

2. Zweiachsige Achsenbilder. Der scheinbare Achsenwinkel 2 E variiert in den von mir untersuchten Fällen von fast einachsig bis etwa 30°. Durch Drehung des Analysators kann offenbar auch der Drehungssinn durch die Farbfolge im Inneren des Achsenbildes (bei kleinem scheinbarem Achsenwinkel) oder an den scheinbaren Achsenaustrittsstellen (bei großem scheinbarem Achsenwinkel) bestimmt werden. Eine Deutung dieses anomalen Achsenbildes ist bis jetzt wohl noch nicht zufriedenstellend gelungen. Die Kristalle vom Falkenstein (Osttirol) zeigen solche Anomalien in reichlichem Maße und dort wird auf diese Frage noch einmal zurückzukommen sein.

Bei der praktischen Durchführung einer Bestimmung nach dem geschilderten Verfahren tritt natürlich auch der Fall ein, daß die Einkristall-Bezirke eines Zwillings gegenüber der verwendeten Blendengröße groß genug ist, um auch nur ein Einkristall-Lauebild zu liefern. Es muß daher die Basisplatte eines größeren Quarzzwillings durch mehrere Laueaufnahmen abgetastet werden. Durch den Vergleich mehrerer Aufnahmen kann dann erst die Gesamtverzwilligung angegeben werden. Das ergibt sich wohl als selbstverständlich

durch die Abb. 1 bis 12. Zur raschen Herstellung von gut orientierten Laueaufnahmen — die Basisplatten sind ja kaum jemals wirklich exakt //(0001) getroffen — wurde ein eigenes Verfahren entwickelt (9), das eine optische Einstellung mit Hilfe des Schattens eines Achsenbildes gestattet. Dieses Verfahren wird von mir zu gegebener Zeit noch ausführlich dargestellt werden. Zwei verschiedene Blendengrößen, eine mit 0·5 mm und eine mit 1·5 mm Durchmesser kamen zur Verwendung.

Die Beschreibung der Einzelfälle geschieht nach folgendem Verfahren. Von jedem untersuchten Kristall ist eine Photographie der Basisplatte im polarisierten Licht gegeben. Dabei ist die Stellung des Analysators so gewählt, daß die Einzelheiten am besten hervortreten, d. h. es ist im allgemeinen nicht bei exakt 90^0 gekreuzten Polarisatoren aufgenommen worden. Daneben ist dieselbe Basisplatte nochmals in schematischer Zeichnung wiederholt, wobei die linksdrehenden Bezirke weit punktiert gehalten sind. Die rechtsdrehenden Partien sind engpunktiert, also die dunkleren. Weiß gelassene Felder bedeuten dem Drehvermögen nach nicht auflösbare Achsenbilder, also insbesondere *Airy*sche Spiralen und anomal nicht zirkularpolarisierende Achsenbilder, daneben aber auch noch ganz unregelmäßige Interferenzfiguren. Am Rande der Zeichnungen sind die Ergebnisse der Laueбilder verzeichnet. Dabei sind die Richtungen der positiven Rhomboederzonen durch Radien eines Kreises angegeben. Ein Kreis mit drei Radien ist daher ein Laueбild der Lauesymmetrie D_{3d} und ein Kreis mit sechs Radien ein solches der Lauesymmetrie D_{6h}. Die Radien bedeuten also *nicht* die Austrittsstellen der positiven X_1, X_2 und X_3.

Einzelbeispiele.

Angaben über die Vorkommen und paragenetischen Verhältnisse der hier behandelten Fundpunkte finden sich in der vorhergehenden Arbeit.

Quarzzwillinge von Weitendorf bei Wildon (Steiermark. Heißhydrothermale Mandelfüllungen im Basalt). Aus einer größeren Anzahl von Basisplatten wurden zwei besonders typische Fälle ausgewählt und untersucht.

Kristall der Abb. 1 und 2. Der zentrale und somit größte Teil dieses Kristalles ist linksdrehend. An mehreren Stellen mit verschiedenen Blendengrößen ausgeführte Laueaufnahmen wurden so gelegt, daß praktisch dieser ganze Kristallteil erfaßt wurde. Die Röntgenaufnahmen zeigen, daß dieser Hauptteil im wesentlichen ein linker Einkristall ist. An zwei Stellen jedoch ist räumlich beschränkte

Dauphinéer Verzwilligung zu erkennen. Vom Rand aus eindringende Sektoren mit Rechtsdrehung sind ebenfalls in sich meist Einkristalle; ein Sektor aber ist in sich ein Dauphinéer Zwilling. Löst man die Stellung der rechtsdrehenden Sektoren zu ihrer unmittelbaren Umgebung auf, so findet man: Sektoren, die zu ihrer linksdrehenden Umgebung im Brasilianer Stellung sind und solche, die zu ihrer

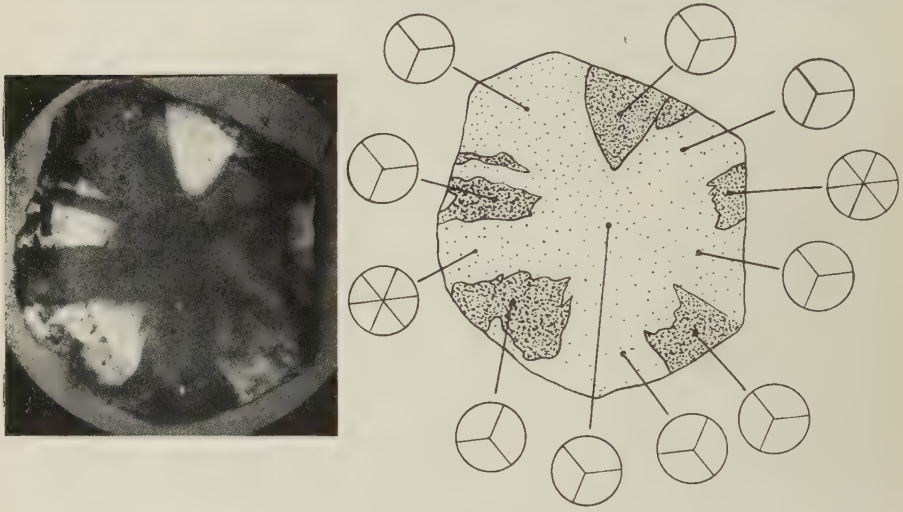


Abb. 1 und 2. Quarzbasisplatte, Weitendorf, Steiermark.

Erklärung zu Abbildung 1—12.

Basisplatten von Quarz als Photographie und in schematischer Zeichnung. Es bedeutet in den Zeichnungen: dicht punktiert = rechtsdrehend; weit punktiert = linksdrehend; weiß = dem Drehvermögen nach nicht auflösbar (anomales Achsenbild oder Airysche Spiralen). Die Kreise mit Radien zeigen zu den bezeichneten Stellen die Ergebnisse der Laueaufnahmen $\perp$ (0001). Ein Kreis mit drei Radien bedeutet: Lauebild mit Lauesymmetrie D_{3d}; ein Kreis mit sechs Radien bedeutet: Lauebild mit Lauesymmetrie D_{6h}. Die Kreisradien zeigen die Richtung der positiven Rhomboederzonen an.

linksdrehenden Umgebung in Dauphiné-Brasilianer Stellung stehen. Es ist also jener Fall realisiert, den *Gault* (1, S. 149) beschreibt: „In most crystals twinned according to the complex Dauphiné-Brazil law, as observed in the present study, there are many parts so that any one part will have, a Dauphiné twin relation to a second, a Brazil twin relation to a third, a Dauphiné-Brazil relation to a fourth." An manchen Stellen ist ein feiner Lamellenbau parallel zu den Grundprismenkanten zu beobachten und auch an einer Stelle in der Photographie zu sehen. Die Breite der Lamellen ist 0·01 mm und kleiner. Die Güte der Laueaufnahmen ist nicht sehr verschieden. Die zentralen Teile liefern wohl bessere Diagramme, die randlichen Partien dagegen zeigen gelegentlich Aufspaltung der Lauepunkte in mehrere Reflexe.

Kristall der Abb. 3 und 4. Die Unterschiede der verschiedenen drehenden Teile des Kristalles konnten in der Schwarz-weiß-Photographie nicht so gut wiedergegeben werden, da zwar die Farben verschieden sind, aber die Helligkeit zu ähnlich ist. In diesem Fall liefern größere Partien Achsenbilder, die das Drehvermögen nicht erkennen lassen. Besonders häufig treten nicht zirkularpolarisierende

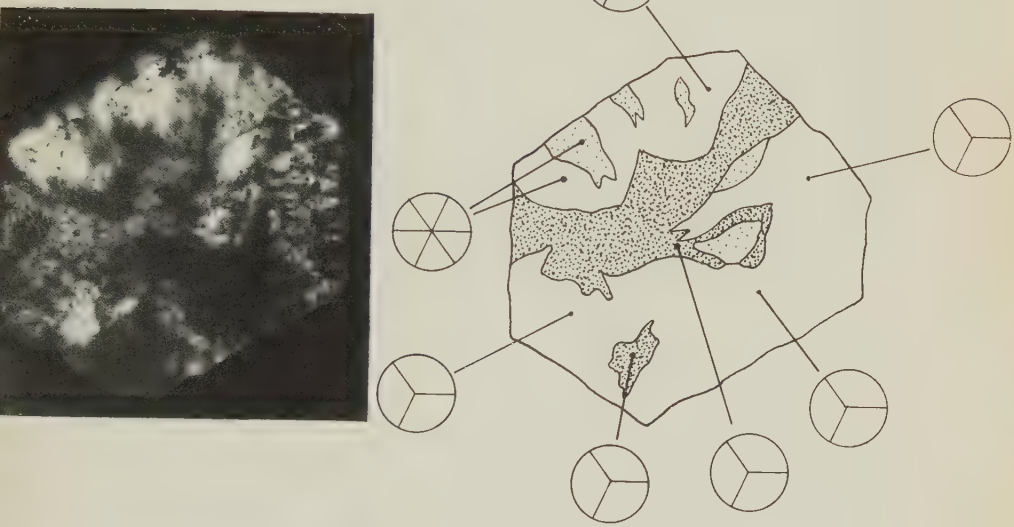


Abb. 3 und 4. Quarzbasisplatte, Weitendorf, Steiermark.

anomale Achsenbilder auf, seltener *Airy*sche Spiralen. Die Partien mit eindeutigem Drehungssinn sind in der schematischen Figur 4 angegeben. Die Röntgenaufnahmen zeigen fast über den ganzen Kristall die Lauesymmetrie D_{3d} in Parallelstellung. Nur ein linksdrehender Teil und seine Umgebung liefern ein Lauebild der Symmetrie D_{6h}. Somit ist dieser Kristall im wesentlichen ein Brasilianer Zwilling. Die randlichen Teile, die wie Flammen gegen die Mitte vorstoßen, sind — unter Voraussetzung der Deutung der nicht zirkularpolarisierenden anomalen Achsenbilder als innige Verzwilligung von Rechts- und Linksquarzschichten — ebenfalls Brasilianerlamellen. Der kleine Bezirk mit Lauebild D_{6h} enthält noch Dauphiné- bzw. Dauphiné-Brasilianer Verzwilligung.

Auch in diesem Kristall ist, so wie an allen Weitendorfer Quarzkristallen, besonders an den randlichen Partien ein feiner Lamellenbau parallel zu den Grundprismenkanten zu beobachten. Die La-

mellenbreite ist 0·01 mm und darunter. Der Kristall ist an fast allen Stellen schlecht gebaut, da in den Laueaufnahmen die Reflexpunkte in mehrere aufgelöst sind, und zwar meist ein deutlicher Hauptpunkt mit einem oder mehreren Nebenpunkten. Die letzteren stammen von schlecht orientierten kleinen Partien.

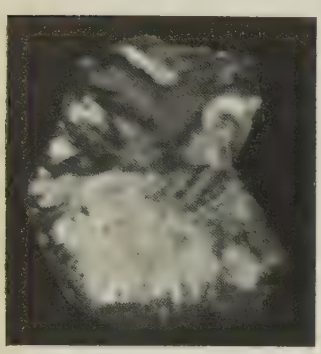
Quarzzwillinge von Hüttenberg (Kärnten). Die Abb. 5 und 6 bringen einen charakteristischen Quarzkristall von dieser Lagerstätte, der aus einer größeren Anzahl ausgesucht ist. Das Gesamtgebilde besteht aus zwei Hälften, die längs einer gekrümmten Fläche miteinander verwachsen sind. Ob beide Hälften Teile eines Zwillings sind, ist nicht exakt zu entscheiden. Dafür spricht, daß die Orientierung der Rhomboederzonen in beiden Hälften dieselbe ist. Dagegen ist anzuführen, daß immerhin eine Abweichung von 4 bis 5° zwischen den Z-Achsen der Mittelteile der beiden Hälften besteht. Hingegen aber ist auch eine Winkeldifferenz derselben Größenordnung zwischen dem Mittelteil und den Nebenteilen der kleineren Hälfte zu verzeichnen. Deshalb sind im folgenden zunächst die beiden Hälften getrennt behandelt.

Die größere Hälfte weist in der Hauptsache Rechtsdrehung und Lauebilder der Lauesymmetrie D_{3d} derselben Orientierung auf und ist somit ein rechter Einkristall. Ein Rand von Flammen, die gegen die Mitte gerichtet sind, ist in seinem Drehungssinn nicht zu erkennen (anomale nicht zirkularpolarisierende Achsenbilder), nur an zwei Stellen konnte in diesem Kranz Linksdrehung erkannt werden. Diese Linkssektoren stehen zum hauptsächlichen Rechtskristall in Dauphiné-Brasilianer Stellung. Wird der Rand auf Grund seiner anomalen Achsenbilder als englamellare Rechts-Links-Verzwilligung aufgefaßt, so sind die aufgenommenen Teile des Randes in sich Brasilianer Zwillinge (Lauebild D_{3d}). Die Rechtslamellen stehen dann zum zentralen Hauptkristall teilweise in Parallelstellung, teilweise aber auch im Dauphinéer Gesetz. Die Linkslamellen des Randes sind zum selben Hauptkristall teilweise in Brasilianer Stellung, teilweise in Dauphiné-Brasilianer Stellung.

Im wesentlichen ist die größere Hälfte aber ein rechter Einkristall mit kleinen vom Rande vorstoßenden linksdrehenden Sektoren in Dauphiné-Brasilianer Stellung.

Die kleinere Hälfte hat eine linksdrehende Mitte mit zwei Zungen gegen den Rand. Diese linksdrehenden Bezirke bilden in sich einen Dauphinéer Zwilling. Vom Rand aus gegen die Mitte vordringende rechtsdrehende Sektoren sind in sich meist unverzwillingte Einkristalle, die zu den unmittelbar anstoßenden Linksbezirken sowohl in Brasilianer, als auch in Dauphiné-Brasilianer Stellung stehen.

Einer von den rechtsdrehenden Sektoren ist in sich ein Dauphinéer Zwilling. Der auf Drehung nicht auflösbare Rand liefert hier ein Lauebild mit der Lauesymmetrie D_{6h}. Das anomal nicht zirkularpolarisierende Achsenbild als lamellare Rechts-Linksverzwilligung gedeutet, ist dieser randliche Teil in sich ein Dauphiné-Brasilianer Zwilling. Im ganzen ist in der kleinen Hälfte wieder der schon er-



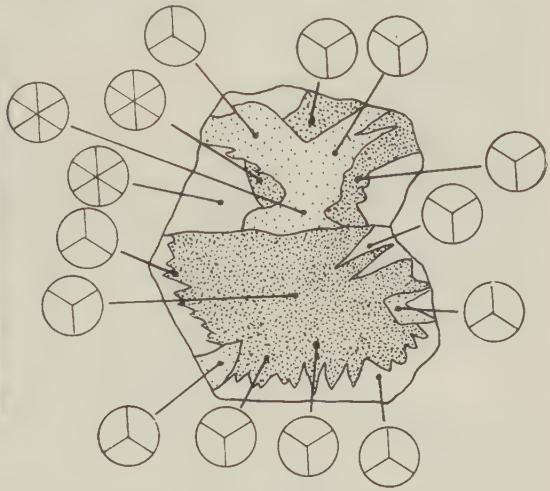


Abb. 5 und 6. Quarzbasisplatte, Hüttenberg, Kärnten.

wähnte Fall (*Gault* [1]) der komplexen Dauphiné-Brasilianer Verzwilligung gegeben.

Faßt man das Gesamtgebilde der beiden Hälften als Zwilling auf, so gilt das für die Gesamtheit um so mehr.

An verschiedenen Stellen ist ein feiner Lamellenbau parallel zu den Grundprismenkanten zu sehen; Lamellenbreite 0·005 mm und darunter.

Die Güte der Laueaufnahmen ist verschieden. Die zentralen Teile geben sehr gute Diagramme, fast alle Randpartien haben dagegen statt einfacher mehrere Reflexpunkte und auch gelegentlich Asterismus. Die Güte des Kristalls nimmt also von der Mitte gegen außen ab und die randlichen Partien sind sehr ungenau gebaut und verblockt. Dadurch kann auch in diesem Fall das schlechte Ätzverhalten besonders gut verstanden werden, daß eben längs Verblockungsgrenzen der Kristall stärker angegriffen wird und die Flußsäure, von den sich so bildenden Kanälen aus, den Kristall zerfrißt.

Quarzkristalle vom Falkenstein (Osttirol, NW Matrei). Die Quarzkristalle dieses Fundpunktes sind dadurch besonders auffallend, daß zweiachsige Achsenbilder sehr häufig auftreten. Wieder sind aus

einer größeren Anzahl von Basisplatten charakteristische Beispiele ausgewählt worden.

Kristall der Abb. 7 und 8. Schon bei Betrachtung im Mikroskop unter gekreuzten Nikols kann eine Einteilung in sechs Felder verschiedener Größe beobachtet werden, deren Unterschied bei gedrehter Stellung des Analysators noch stärker hervortritt. Im konvergenten Licht erscheinen an fast allen Stellen zweiachsige Achsenbilder mit einem scheinbaren Achsenwinkel 2 E von fast einachsig bis zu 30°. Am U.-Tisch beobachtet man mit Segmenten n = 1·554 nur einen dunklen Bezirk von rund 10°, dazwischen aber keine deutliche Aufhellung (Messung Dr. *P. Paulitsch*). Der Drehungssinn läßt sich offenbar, wie oben erwähnt, auch an diesen Achsenbildern bestimmen. In den einzelnen Sektoren ist die Lage der Achsenebene verschieden und für die entsprechenden Sektoren in der Zeichnung angegeben, die schwankende Größe des scheinbaren Achsenwinkels ist dabei nicht berücksichtigt. Die Lage der Achsenebene wechselt von Sektor zu Sektor, wobei jeweils die Achsebene ungefähr senkrecht auf eine Grundprismenkante zu stehen kommt. Erwähnt sei noch, daß vom Rande her (auch in der Abb. 7 sichtbar) eine unregelmäßig flammige Zone gegen das Innere sich ausbreitet.

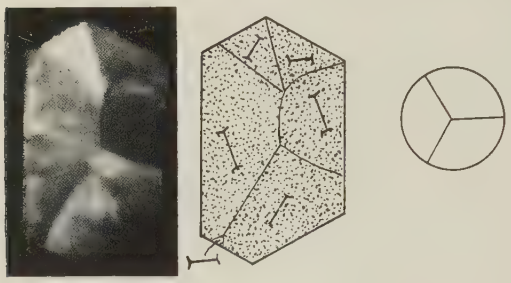


Abb. 7 und 8. Quarzbasisplatte, Falkenstein, Osttirol.

Im monochromaten Licht (Na-Lampe) löschen die fast einachsigen Stellen so aus, als ob die betreffende Stelle einachsig wäre, d. h. der Winkel des Analysators ist proportional der Dicke. Bei großen scheinbaren Achsenwinkeln dagegen tritt die Auslöschung in Winkelstellungen des Analysators ein, die in keiner Beziehung zur Dicke der Platte stehen.

Unter Hinweis auf diese Tatsachen kann der vorliegende Kristall als rechtsdrehend angesprochen werden. Die Röntgenaufnahmen zeigen für den ganzen Kristall (die einzelnen Sektoren und Sektorengrenzen sind einzeln aufgenommen worden) Lauebilder der Symmetrie D_{3d} in derselben Orientierung. Die Diagramme sind durchwegs gut und nicht gestört.

Zur Deutung dieser Erscheinungen ist folgendes zu bemerken: Die Röntgenaufnahmen sind eindeutig und gestatten nach der Tab. 1 nur

mehr Einkristall oder Brasilianer Zwilling. Es hängt somit alles von der Deutung des optischen Befundes ab. Die seinerzeit einmal ventilierte und schon damals für sehr unwahrscheinlich gehaltene Möglichkeit (vgl. *R. Brauns* [8], S. 196 ff.), daß der Quarz niedrig symmetrische zweiachsige Modifikationen von SiO_2 enthält, ist durch die Laueaufnahme endgültig ausgeschaltet. Als zweite in (8) angegebene Möglichkeit ist anzunehmen, daß die Zweiachsigkeit durch Spannungszustände hervorgerufen wird, was auch von *Pockels* (10) für verschiedene Kristallarten beschrieben wird. Immerhin könnte auch an Verzwilligung als Ursache für den beschriebenen optischen Effekt gedacht werden, doch erscheint das viel unwahrscheinlicher, da nur mehr Brasilianer Verzwilligung nach Tab. 1 dafür in Betracht käme (Dauphiné- und Dauphiné-Brasilianer Verzwilligung ist durch die Tab. 1 und die Aufnahmen ausgeschieden, ebenso jede Verzwilligung mit nicht parallelen Z-Achsen).

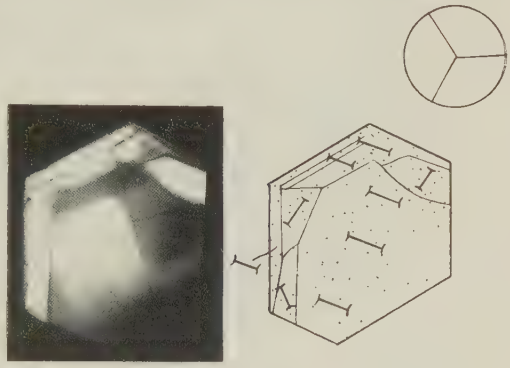


Abb. 9 und 10. Quarzbasisplatte, Falkenstein, Osttirol.

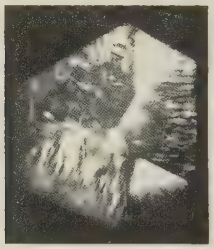
Die wahrscheinlichste Deutung ist daher: Rechter Einkristall mit Spannungserscheinungen.

Kristall der Abb. 9 und 10. Die Verhältnisse an diesem Kristall sind denen des vorhergehenden (Abb. 7 und 8) völlig gleich, nur ist die Größe und Ausbildung der Sektoren nicht so regelmäßig. Außerdem handelt es sich um einen Linkskristall. Nach der oben ausgeführten Deutung ist es ein linker Einkristall mit Spannungserscheinungen.

Kristall der Abb. 11 und 12. Dieser Kristall zeigt wieder eine regelmäßige Sektorenaufteilung mit zweiachsigen Achsenbildern, deren Achsenebenenlage in der schematischen Zeichnung Abb. 12 dargestellt ist. Die Achsenbilder sind (siehe oben) rechtsdrehend und entsprechen in ihrer Lage ganz den Verhältnissen bei den beiden schon geschilderten Kristallen. Auffallend ist hier aber ein viel breiterer flammiger Rand. Die durchwegs guten und nicht gestörten Laueaufnahmen geben für die großen Sektoren Diagramme der Lauesymmetrie D_{3d} in paralleler Stellung, für die kleinen Sektoren solche der Lauesymmetrie D_{6h}. Deutet man die Zweiachsigkeit als

Folge eines Spannungszustandes, so handelt es sich um einen vorwiegend rechten Einkristall mit eingeschobenen kleineren Sektoren, die in sich Dauphinéer Zwillinge sind und deren eines Teilindividuum mit dem Hauptindividuum in Parallelstellung steht. Auffallend ist dann die Grenze Einkristall—Dauphinéer Zwilling, die eine Gerade bzw. eine Ebene darstellt.

Wünschenswert wäre die Aufklärung, ob tatsächlich die Zweiachsigkeit durch einen Spannungszustand hervorgerufen wird. Es



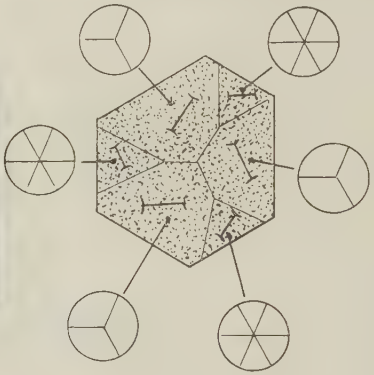


Abb. 11 und 12. Quarzbasisplatte, Falkenstein, Osttirol.

wird daran gedacht, zu versuchen, die Kristalle dieser Ausbildungsart durch Erwärmung zu entspannen.

Zusammenfassung. An Kristallen der drei behandelten Fundpunkte scheiterte die Ätzmethode. Die Ursache für das Auftreten von Zerfressungserscheinungen statt Ätzfiguren scheint im Aufbau der Kristalle gegeben zu sein. Alle zeigen nämlich Sektorenteilung und flammige Figuren, die von den Rändern nach innen weisen. Sektorengrenzen und Flammen sind Störungsbereiche, die auch an Kristallen von Weitendorf und Hüttenberg deutlich Verblockung in den Lauediagrammen zu erkennen geben. Durch diese ausgebreiteten Störungsbereiche kommt es zu Zerfressungen.

Aus der Kenntnis des Drehvermögens und aus dem Laubild von allen Stellen einer Quarzbasisplatte ist es möglich, die Verzwilligung zu erkennen. Tab. 1 ermöglicht die Bestimmung. Die tatsächliche Ausführung sieht sich noch der Schwierigkeit der Deutung anomaler Quarzachsenbilder gegenüber. Die wahrscheinlichste Deutung sind (8) für 1. nicht zirkularpolarisierende Achsenbilder als enge Verzwilligung von Rechts- und Linkslamellen; 2. zweiachsige Achsenbilder als Spannungsanomalie. Wollte man die Zweiachsigkeit als Verzwilligungseffekt deuten, so müßte zu ihrer Erzeugung die Bra-

silianer Verzwilligung genügen (Falkenstein, Kristalle der Abb. 7 und 8, 9 und 10 und Mitte von 11 und 12), da Kristalle mit einem Lauediagramm D_{3d} diesen zweiachsigen Effekt zeigen.

Die untersuchten Einzelfälle ergeben für Quarze von 1. Weitendorf (Steiermark) (heißhydrothermale Mandelfüllung im Basalt) komplexe Dauphiné-Brasilianer Zwillinge und vorwiegende Brasilianer Zwillinge; 2. Hüttenberg (Kärnten) (metasomatische Eisenspatlagerstätte) komplexe Dauphiné-Brasilianer Zwillinge; 3. Falkenstein (Osttirol) (alpine Kluft) Einkristalle und Dauphinéer Zwillinge unter Annahme der Zweiachsigkeit als Spannungsanomalie. Diese Beobachtungen fügen sich gut in den Rahmen der durch die Ätzmethode gefundenen Ergebnisse (siehe vorhergehende Arbeit) mit der Ausnahme, daß zwischen Hüttenberger Quarzkristallen und Quarzkristallen des steirischen Erzberges ein bedeutender Unterschied besteht (beide metasomatische Eisenspatlagerstätten).

Graz, am 30. Juni 1951.

Literatur.

1. *Gault, H. R.*, Am. Min. *34* (1949), 142. — 2. *Friedländer, C.*, Schweiz. M. P. M. *XXVIII* (1948), 71. — 3. *Heritsch, H.*, Tscherm. M. P. M. (dritte Folge) 2 (1950), 27. — 4. *Haga, H.*, und *F. M. Jaeger*, Proceed. Akad. Wet. Amsterdam *18* (1915/16), 542—558, 1552—1557. — 5. Strukturbericht I, Leipzig, 1931, S. 199. — 6. *Schiebold, E.*, Die Lauemethode. Leipzig, 1932, S. 69. — 7. *Rinne, Fr.*, Z. Krist. *59* (1924), 230. — 8. *Brauns, R.*, Die optischen Anomalien der Kristalle. Leipzig. 1891, S. 196. — 9. *Heritsch, H.*, Sitzungsber. Akad. Wien, 1951 (im Druck). — 10. *Pockels, F.*, Lehrbuch der Kristalloptik. Leipzig-Berlin, 1906, S. 460.

Literatur: Neue Bücher.

The Formation of Mineral Deposits. Von *A. M. Bateman.* Mit 1 Titeltafel, 13 Tab., 115 Textabb., XI, 371 S. New York: J. Wiley & Sons, Inc. — London: Chapman & Hall, Ltd. Geb. $ 5·50.

Der weithin bekannte Lagerstättenkundler und Verf. von „Economic Mineral Deposits" hat es unternommen, die Entstehung der Minerallagerstätten in einer auch für weitere Kreise leicht faßbaren Darstellung zu behandeln.

Nach einer allgemeinen und historischen Einleitung werden der Reihe nach die Lagerstätten der magmatischen Abfolge im weitesten Sinn, die sedimentären Bildungsprozesse und -zyklen, die Verwitterungs- und die metamorphen Lagerstätten, unter welch letzteren neben Graphit, Talk, Sillimanit, Granat und Beryll auch der Serpentinasbest aufscheint, behandelt, überall unter Beschreibung typischer Beispiele. Ein weiteres Kapitel ist dem Grundwasser gewidmet. — Die Darstellung ist überall leicht verständlich gehalten und wird durch gut ausgewähltes Bildmaterial (meist schematische Profilskizzen) trefflich unterstützt. Der gesamte Aufbau des Stoffes ist vollkommen dem Zweck entsprechend; die Stellungnahme zu genetischen Fragen ist vorsichtig gehalten, neuere, noch nicht genügend fundierte Auffassungen werden nicht kommentiert. Über einzelne Ungenauigkeiten wird man dem Zweck des Buches entsprechend hinwegsehen können; das gilt auch für die stellenweise zu breit geratene Darstellung, die nicht frei von Wiederholungen ist. Der Fachlagerstättenkundler wird wohl nicht mit allen Deutungen einverstanden sein; das Buch wendet sich eben nicht an den Fachmann, sondern ganz allgemein an den Wissenschaftler, Techniker und Laien, die eine Darstellung erwarten, die keinen allgemeinen tiefen Einblick in Mineralogie, Lagerstättenkunde, Geologie und Bergbaukunde voraussetzt.

Dem Hauptteil folgen knappe Ausführungen technisch-wirtschaftlicher Natur: Kontrolle der Lagerstätten, geologische und geophysikalische Ausspürungsmethoden, Hinweise bergbautechnischer und hüttentechnischer Art.

Den Abschluß bildet ein Kapitel über die Weltvorräte und die Verteilung der mineralischen Rohstoffe mit besonderer wirtschaftsgeographischer Behandlung der größten Lagerstättengebiete.

In diesem Punkt ergeben sich bedeutende Berührungspunkte in der Auffassung zu den Darlegungen des Ref. in „Vorräte und Verteilung der mineralischen Rohstoffe" (Springer-Wien, 1948); einige Tabellen sind analog zusammengestellt. Vollkommene Einhelligkeit besteht auch in der Beurteilung der betrüblichen Zukunftsaussichten, der Ursachen derselben und der Abwehrmittel: Eine eindringliche Warnung vor jeglichem Mißbrauch und jeder Vergeudung, die Wissenschaft und Technik kaum mehr rechtzeitig auszugleichen vermögen.

Die in jedem der 16 Kapitel reichlichen Literaturangaben betreffen praktisch ausschließlich nordamerikanisches Schrifttum.

F. Machatschki, Wien.

Untersuchung über die Eignung alpiner Quarze für piezoelektrische Zwecke. Beitrag zur Kenntnis der Baueigentümlichkeiten der Quarzkristalle aus alpinen Mineralklüften. Von *C. Friedländer.* (Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie: Lieferung 29.) Mit 75 Textabb., IV, 98 S. Bern: Kümmerly & Frey. 1951. sfr. 12·—.

Die der Abhandlung zugrundeliegenden Untersuchungen wurden im Jahre 1943 begonnen und 1947 abgeschlossen.

Sie stellt eine kristallographisch-kristallphysikalische Monographie des kristallisierten Quarzes dar, wobei besonders eingehend alle jene Erscheinungen behandelt werden, die auf die piezoelektrische Verwendbarkeit Einfluß nehmen können. Im zweiten Teil finden alle jene Methoden umfassende Behandlung, die zur Prüfung von Quarzplatten und Rohstücken auf ihre Eignung für piezoelektrische Zwecke herangezogen werden können, wobei festgestellt wird, daß sich in letzter Zeit besonders Röntgenserienuntersuchungen mit geeigneten Einrichtungen (Orientierung mit Hilfe eines Zählrohres) als bequem und rasch arbeitend herausgestellt haben. Die Prüfung von zahlreichen Schweizer Quarzvorkommen hat ergeben, daß im Gegensatz zur bisher allgemein vertretenen Meinung alpine Quarzkristalle in sorgfältig ausgewählten Bereichen für piezoelektrische Zwecke sehr wohl geeignet sind.

Wenn sich auch die Abhandlung vorzüglich mit der Untersuchung der morphologischen und physikalischen Eigenschaften von Schweizer Quarzen befaßt, so stellt sie doch dank der erreichten Vollständigkeit und Vielseitigkeit einen nützlichen Behelf bei sonstigen einschlägigen Untersuchungen dar; Mängel ergeben sich unter anderem aus der nicht scharfen Definition der Zwillingsgesetze und der Pyroelektrizität. *F. Machatschki,* Wien.

X-Ray Studies on Polymorphism. Von *Tei-Ichi Ito.* Mit 97 Textabb., VIII, 231 S. Tokyo: Maruzen. 1950. Geb. Yen 2700·—.

Das interessante Werk, das gegenwärtig in Österreich und Deutschland direkt überhaupt nicht beschafft werden kann, behandelt Einzeluntersuchungen des Verf. und seiner Mitarbeiter *R. Sadanaga, Y. Takéuchi, H. Sawada* und *N. Morimoto.* Im Hauptteil sind die Strukturen des Eudidymit, α-Celsian, Anthophyllit, der rhombischen Pyroxene, Epidot und Zoisit, Boleit, der Wollastonitgruppe, des Mondsteines und des 2-4-6-Trinitrotoluols bearbeitet. Die Untersuchungen wurden teilweise unter Verwendung während der Abgeschlossenheit der Kriegszeit entwickelter Methoden durchgeführt; dabei wurde besonderes Gewicht auf die Erforschung solcher Fälle von Polymorphie gelegt, die sich durch eine Symmetrieänderung bei Verzwilligung im Elementarbereich durch Spiegelung, Gleitung, Deck- und Schraubenachsendeckung ergeben.

Im umfangreichen Anhang werden die Strukturen von Turmalin, Kotoit, Lievrit, Antigorit, Ludlamit und Auripigment behandelt; im letzten Abschnitt wird eine unter Benützung der von *Delaunay* gegebenen Anregungen entwickelte Methode zur Indizierung von Pulveraufnahmen ohne Rücksicht auf die Kristallsymmetrie entwickelt.

Es kann nur auf einiges besonders Bemerkenswerte hingewiesen werden: Für α-Celsian (tafeliger, hexagonaler Hochcelsian) wird eine Struktur mit Doppeltetraederschichten [$SiAlO_4$] angegeben (welche Bauart man auch bei Blätterzeolithen erwarten könnte. Ref.); für Epidot wird eine gegenüber der ersten Bestimmung des Verf. abgeänderte Struktur angegeben; ein Mondstein aus Korea wird als aus 2 monoklinen und 2 (oder 3) triklinen Modifikationen aufgebaut gedeutet, davon ist die eine monokline kalireich, die übrigen seien natriumreich. Die vorgeschlagene Turmalinstruktur weicht von der von *M. J. Buerger* und

G. E. Hamburger angegebenen nicht unwesentlich ab; die Struktur des Antigorits wird als kaolinähnlich bestätigt; für Auripigment wird eine Schichtstruktur mit 3-Koordination um As angegeben.

Die Darstellung ist leider nicht immer ganz durchsichtig und gut verständlich. Die Übereinstimmung zwischen beobachteten und berechneten Intensitäten ist teilweise sehr gut, in einzelnen Fällen (z. B. trikliner Wollastonit) ziemlich schlecht. Druckmängel sind reichlich vorhanden. *F. Machatschki*, Wien.

Angewandte Gitterphysik. Behandlung der Eigenschaften kristallisierter Körper vom Standpunkt der Gittertheorie (Arbeitsmethoden der modernen Naturwissenschaften). Von *W. Kleber*. Mit 54 Textabb., VIII, 215 S. Berlin: W. de Gruyter & Co. 1949. DM 12·—.

Die 2. Auflage des wieder in sehr gefälliger Form erschienenen kleinen Werkes wurde gegenüber der 1941 erschienenen 1. Auflage verbessert und nicht unwesentlich erweitert. Der erste Abschnitt, der knapp die Grundlagen des Aufbaues der Materie behandelt, wurde von Veränderungen kaum berührt; das gilt auch für den kristallchemischen Teil. (Wieso kann — S. 40 — aus geometrischen Gründen bei Ionenbindung die Koordinationszahl nicht größer als 8 sein? Ref.) Neu sind später die Abschnitte über Oberflächendiffusion, Pyroelektrizität und Lumineszenz. Erweitert wurden die Abschnitte über die mechanischen und thermischen Eigenschaften der Kristalle.

Das vom Verf. gesteckte Ziel, einen Überblick über die physikalischen und physikalisch-chemischen Eigenschaften der Kristalle vom Standpunkt des Gitterbaues und der Gittertheorie ohne allzu große Anforderungen an die mathematische Durchbildung zu erbringen, wird durch die Ausführung erfüllt. Auch in seiner neuen Form bringt das Buch mit seiner scharfen Abgrenzung von Ideal- und Realkristall dem Studierenden der exakten Naturwissenschaften viel Anregung; es erweist sich aber auch als wertvoll für den Forscher, der der Kristallographie im weitesten Sinne ferner steht, und für den Praktiker.

Ein recht ausführliches Literaturverzeichnis, das allerdings fast ausschließlich nur die deutschsprachige Literatur bis 1942 berücksichtigt, führt zu den Unterlagen und weist Wege zur weiteren Orientierung. *F. Machatschki*, Wien.

Geologie, Mineralogie und Lagerstättenlehre. Eine Einführung für Bergschüler, Gruben- und Vermessungsbeamte, Studierende des Bergbaus, des Bauingenieurwesens und der Naturwissenschaften. Von *P. Kukuk*. Mit 370 Textabb., XII, 306 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1951. Geb. DM 28·50.

Der erste Hauptteil bringt, ausgehend vom stofflichen Aufbau der Erde, unter flüchtiger Streifung der Gesteinskunde einen knappen Abriß der allgemeinen und historischen Geologie.

Der zweite Hauptteil ist der allgemeinen und speziellen Mineralogie gewidmet; er ist so schwach ausgefallen, daß dies mit der notwendigen Knappheit der Darstellung nicht erklärt werden kann („*einige* Mineralien sind doppelbrechend", auf diese Weise wurde es möglich, für alle Mineralien das Steinsalz-Raumgitter zu entwickeln, v. Laue wird nach Frankfurt versetzt, als „elementare" Mineralien werden Cadmium, Rhenium, Indium usw. erwähnt, das Mineral Niobium sei kürzlich im Kaiserstuhl gefunden worden und leider vieles andere dieser Art).

Im dritten Hauptteil, der Lagerstättenkunde, sind im Vergleich zu dem sonst nur streifend Gebotenen die Kohlenlagerstätten einerseits mit 15% des gesamten Buchumfanges zu breit, anderseits für den Bergmann wieder nicht ausführlich genug behandelt; es sind nur deutsche Lagerstätten genannt.

Wir anerkennen vollkommen, daß ein Lehrbuch, das sich in erster Linie an angehende Studierende des höheren und niederen Bergwesens wendet, aus dem vorliegenden Gebiet möglichst elementar gehalten werden muß, da ja bedauerlicher Weise die Schule (besonders in Deutschland, während sich in Österreich die Verhältnisse in diesem Punkte seit 1945 doch wenigstens etwas gebessert haben) diese Fachgebiete wie andere für die Gewinnung eines zeitgemäßen Weltbildes heute ausschlaggebende Bildungswerte schwer vernachlässigt; dem in der Einleitung erwähnten Streben, „den Leser auch in rein wissenschaftliche Begriffe einzuführen", blieb aber der Erfolg versagt. Sicherlich ist es schwierig, beiden Zwecken im engen Rahmen gerecht zu werden; eine dem gegenwärtigen Stand der Forschung besser angepaßte Darstellung in sehr vielen Belangen wäre aber den gesteckten Zielen dienlich gewesen; auch der Eindruck von vielfach nur hingeworfenen Brocken hätte vermieden werden können.

Die Bebilderung ist in allen Teilen reichlich und anschaulich.

F. Machatschki, Wien.

Moderne Allgemeine Mineralogie (Kristallographie). Von *W. Nowacki.* Mit 60 Textabb., VIII, 64 S. Braunschweig: F. Vieweg & Sohn. 1951. DM 5·80.

Das kleine Werk wird dem gesteckten Ziel, der Kristallographie neue Freunde in weiteren Kreisen zu gewinnen, vollauf gerecht. Mit bedeutendem Geschick, unterstützt durch eine ausgezeichnete Bebilderung, wird die Entwicklung der Kristallographie von ihren ersten Anfängen verfolgt; besonders werden die Ergebnisse der kristallchemischen Forschung unter knappen Hinweisen auf ihre Bedeutung für die Klärung kristallphysikalischer Vorgänge bis in ihre letzten Erfolge auf dem Gebiete der Protein- und Virusforschung verfolgt, ohne allzu große Anforderungen an jene Leser zu stellen, die sich zunächst nur darüber orientieren wollen, was sich auf diesem lange etwas vernachlässigten Forschungsgebiet abspielt. Die geschickte Auswahl und Behandlung des Stoffes muß auch Fernerstehenden klar machen, welchen Einfluß die Kristallographie auf fast alle Gebiete der naturwissenschaftlichen Forschung mehr und mehr nimmt. Man wird vielleicht mit der Wahl des Titels nicht ganz einverstanden sein, denn man kann die Begriffe „Allgemeine Mineralogie" und „Kristallographie", wenn man sie nicht ungewohnt weit faßt, doch nicht völlig identifizieren.

F. Machatschki, Wien.

Geologie von Österreich. Herausgegeben von *F. X. Schaffer.* Zweite, veränderte Auflage. Mit 97 Abb. und 5 Karten. Wien: F. Deuticke, 1951.

Im Jahre 1945, also zwei Jahre nach Erscheinen, war die erste Auflage vergriffen. Auf Befragen hat sich der Referent damals für die Dringlichkeit einer Neuauflage eingesetzt und dabei mehrere Wünsche geäußert, die zum großen Teil in der Neuauflage verwirklicht sind. Stets auf petrologischer Grundlage aufbauend, hat *Waldmann,* der beste Kenner unseres Wald- und Mühlviertels, eine völlig neue, im Umfang mehr als verdoppelte meisterhafte Darstellung des außeralpinen Grundgebirges Österreichs gegeben, die auch für den Petrologen alles Wissenswerte aus diesem Gebiete zusammenfaßt, in dem es immer noch gar manche ungelöste petrologische Probleme, wie etwa die Granulitfrage, die Augitgneise, Alter und Beschaffenheit der Ausgangsgesteine der moldanubischen kristallinen Schiefer u. a. gibt.

Schwinners Behandlung der Zentralzone der Ostalpen ist vielfach ergänzt worden, der Abschnitt über die Hohen Tauern, immer noch sehr kurz gefaßt, ist zur Gänze umgearbeitet worden. *Schwinner* hat es gewiß nicht den meisten Alpengeologen recht gemacht, er hat auf das entschiedenste nur seine eigene Meinung in den Vordergrund

gestellt, dabei aber eine Synthese des Baues der Ostalpen gegeben, die zwar eine durchaus einheitliche, aber auch durchaus einseitige ist. Durch und durch Plutonist, sind nach seiner Ansicht fast alle granitischen Gesteine seines Gebietes magmatisch und in großer Tiefe entstanden, er kennt keinen Zentralgneis, sondern nur Zentralgranit. Volle Anerkennung verdient die kurze petrographische Charakteristik der am Bau der Zentralalpen beteiligten Gesteine. Neu ist ein Vergleich von *Termiers* Synthese der Alpen mit dem im Buche dargelegten Ansichten des Autors. Aber auch für *Schwinner* ist und bleibt das Tauernfenster ein Fenster, auch dann, wenn der N-Rahmen fehlen sollte oder eine Lücke angenommen wird. Darum ist der Satz in der Einleitung des Herausgebers „... Die Deckentheorie hat in den Ostalpen keine Bestätigung erfahren" für jeden Alpengeologen unverständlich, die Behandlung der Ostalpen in dem vorliegenden Buch selbst ist der eindeutigste Beweis gegen diese Behauptung. Auch wenn die Deckenbahnen in den Ostalpen seit den Zeiten *Termiers* kürzer geworden sind, und vielleicht stellenweise noch kürzer werden sollten, beherrschen sie dennoch den Baustil der Alpen.

Die Bearbeitung der Südalpen durch *F. Heritsch* in erster Auflage ist nun bei gleichbleibendem Umfang, zum Teil noch auf Angaben des verstorbenen Grazer Forschers beruhend, von *Kühn* gänzlich neubearbeitet worden. Dabei sind die Gebiete jenseits der Grenzen, besonders Südtirol, um die Zusammenhänge und die nötige Einheitlichkeit nicht zu stören, teilweise mitbearbeitet worden. So ist eine höchst wertvolle, kurze, aber durchaus übersichtliche Darstellung entstanden, die auch der Gesteinsbeschaffenheit vollauf gerecht wird. Im Gegensatz zur Bearbeitung der Zentralzone wahrt der ausgezeichnete Kenner der Südalpen bei der Behandlung fraglicher Verhältnisse zumeist volle Objektivität, soweit dies überhaupt möglich ist. Neu und höchst willkommen ist die Aufnahme einer tektonischen Übersichtskarte der Karnischen Alpen.

Im Abschnitt über die Nördlichen Kalkalpen, Flyschzone und Helvetische Zone aus der Feder *Spenglers* haben die beiden letzten Zonen eine dankenswerte Erweiterung erfahren. Daß in den Kalkalpen die Gesteinsbeschreibungen mehr in den Hintergrund treten und nur die äußeren Merkmale im stratigraphischen Teil angeführt werden konnten, ist auch darin begründet, daß in den Ostalpen die Sedimentpetrologie noch sehr im argen liegt, eigentlich kaum noch angefangen ist. Aus den drei Faziesreihen der nordalpinen Trias sind in der zweiten Auflage durch Unterteilung acht geworden.

Im Abschnitt über die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär, verfaßt von *Winkler-Hermaden*, in den neuere Ansichten eingebaut, Tabellen wesentlich ergänzt worden sind, werden die Ergußgesteine dieses Gebietes vorzüglich, wenn auch zum Teil etwas knapp behandelt, besonders gilt dies von den Gleichenberger Trachyandesiten und Trachyten, der Liparit des Schaufelgrabens, das sauerste Ergußgestein der österreichischen Alpen, blieb leider unerwähnt. Ausführlicher sind die oststeirischen Basaltgesteine bearbeitet. Der Dolerit des Pauliberges zeigt aber nicht die Beschaffenheit eines Pyroxen-Essexites, sondern seine Analyse ergibt Anklänge an eine essexitische Schmelze.

Der Aufsatz über den kalkalpinen Randsaum des südlichen inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär ist in dieser zweiten Auflage in den nächstfolgenden Abschnitt über das inneralpine Wiener Becken aus der Feder des hervorragenden Wiener Ölgeologen *Janoschek* eingebaut. Die reichen Erfahrungen aus den Bohrungen nach Erdöl konnten in diesem auf das Doppelte vergrößerten und völlig umgearbeiteten Abschnitt verwertet werden. Soweit dies möglich war, ist auf die Ausbildung der Ablagerungen Bedacht genommen, ebenso auf die Gestaltung des heutigen Landschaftsbildes.

Die Molassezone, der abschließende Abschnitt, im Umfang verdoppelt, im Text fast ganz neugestaltet, durch einige Karten und Profile vermehrt, hat in dieser zweiten Auflage *Schaffer* und *Grill* zu Verfassern. Auch in diesem Beitrag finden sich zahlreiche für den Sedimentpetrologen wertvolle Hinweise.

Das gut ausgestattete, nur für seinen Umfang ein wenig zu leicht, leider unter Anwendung von Drahtstiftenheftung, gebundene Buch macht dem äußerst rührigen Verlag alle Ehre, und es wird vermutlich gleich der ersten Auflage verhältnismäßig rasch vergriffen sein, denn auch der Besitzer der ersten wird diese zweite Auflage erwerben müssen. Für die kommende dritte möchte der Referent eine getrennte Behandlung der Grauwackenzone und einen anderen Bearbeiter der Zentralzone vorschlagen.

H. Leitmeier, Wien.

Elements of Optical Mineralogy. An Introduction to Microscopic Petrography. Vierte Auflage. Teil II: Descriptions of Minerals. With Special Reference to their Optic and Microscopic Characters. Von *A. N. Winchell* und *H. Winchell*. Mit 427 Textabb., XVI, 551 S. New York: J. Wiley & Sons Inc. — London: Chapman & Hall, Ltd. 1951. Geb. $ 12·50.

Das hervorragend ausgestattete Werk wird eingeleitet durch eine Skizzierung der üblichen Kristallprojektionen und der von den Verff. wie früher auch im folgenden Text mit Vorteil benutzten diagrammatischen Darstellungen der physikalischen Eigenschaften in Mehrphasensystemen (bis zu 8 Phasen), wobei allerdings Vereinfachungen durch Abgehen von mehr oder weniger hypothetischen „Teilmolekülen" und Zurückgreifen auf die einfachen Oxyde gewonnen werden könnten. Die Mineralbeschreibung umfaßt so ziemlich alle guten und gesicherten, nichtopaken Mineralspezies; sie beschränkt sich keineswegs, wie man etwa nach dem Titel des gesamten Werkes annehmen könnte, auf die optischen Eigenschaften, sondern beinhaltet alle für die Bestimmung wichtigen Eigenschaften, Hinweise auf die Unterscheidungsmöglichkeiten von ähnlichen Mineralien, kurze allgemeine Angaben über das Vorkommen und die Veränderungserscheinungen. Die Mineralspezies sind nach kristallchemischen Gesichtspunkten zusammengefaßt; so sind z. B. Magnesit, Zinkspat, Eisenspat, Manganspat und Kobaltspat unter dem Gattungsnamen „Braunspat" gemeinsam behandelt. Der größte Unterschied gegenüber der vor 18 Jahren erschienenen 3. Auflage liegt, abgesehen von einem beträchtlich erweiterten Einblick in die Zusammenhänge zwischen stofflicher Zusammensetzung und physikalischen Eigenschaften, natürlich in der Aufnahme der seitdem so stark erweiterten Kenntnisse vom strukturellen Aufbau der Mineralien, welchem Umstand durch die Einbeziehung der Gitterkonstanten und Raumgruppe in die Beschreibung, vielfach auch durch charakteristische Strukturbilder Rechnung getragen wurde. — Mehr als die Hälfte des Buches ist den Silikaten gewidmet, davon wieder mehr als ein Viertel den Feldspaten und der Beschreibung ihrer Bestimmungsmethoden; durch Sichtung der letzteren und Abstoßung heute wenig mehr gebrauchter Methoden hätte hier gespart werden können; dagegen wird die Abhängigkeit der optischen Verhältnisse bei den Plagioklasen von der thermischen Vorgeschichte nur mit einem Satz gestreift.

Im ganzen ein wertvolles Hilfs- und Nachschlagewerk für den Petrographen und, was die nichtopaken Mineralien betrifft, auch für den Mineralogen; die opaken Mineralien sind, soweit überhaupt, meist nur andeutungsweise behandelt (Elemente, Sulfide usw. insgesamt 24 Seiten).

F. Machatschki, Wien.

Nachrichten.

II. Kongreß der Internationalen Union für Kristallographie.

Ihm öffneten vom 27. VI. bis 5. VII. 1951 Stockholm und für einen Tag Uppsala ihre gastlichen Tore; der erste derartige Kongreß fand im Jahre 1948 in Cambridge, Mass., statt. An den eigentlichen Kongreß schlossen sich noch lagerstätten- und hüttenkundliche Exkursionen nach Mittelschweden (Sundsvall, Alnö, Varuträsk, Boliden), Lappland (Gällivaara, Malmberget, Kiruna) und Narvik.

Der Kongreß war von weit über 400 Teilnehmern beschickt; alle westlichen Kulturländer hatten Pioniere auf dem Gebiet der Kristallographie im weitesten Sinne und zahlreiche jüngere Forscher entsandt, selbst Neuseeland, Jugoslawien und Ostdeutschland waren durch je einen Forscher vertreten. Das Hauptkontigent (je 20 bis 100 Teilnehmer) entsandten die USA., England, Frankreich, Holland, Westdeutschland und die skandinavischen Staaten, aber auch z. B. Algier, Belgien, Brasilien, Argentinien, Indien, Japan, Italien, die Schweiz, Spanien und Israel waren durch je 2 bis 6 Teilnehmer vertreten.

Der Kongreß wurde im Konzerthaus in Stockholm in Gegenwart des Schutzherrn, des zu diesem Zwecke von seinem Sommeraufenthalt in Südschweden herangeeilten Königs und des Ehrenpräsidenten *M. v. Laue* vom Präsidenten Sir *William L. Bragg* mit einer Rede eröffnet, in welcher er darauf hinwies, welch bedeutungsvolle Entwicklung die kristallographische Forschung in den letzten 4 Jahrzehnten genommen hat. Ungefähr 250 Referate legten Zeugnis davon ab, daß die von *M. v. Laue* in genialer Konzeption vorgenommene Verbindung einer kristallographischen und einer physikalischen Theorie von bedeutsamem Einfluß auf die meisten Zweige der Naturwissenschaften geworden ist und es immer mehr wird. Es wurde nicht nur die Konstitutionsforschung auf anorganischem Gebiet einschließlich der Mineralien aus dem Bereich der Hypothesen auf eine reale Grundlage gestellt, sondern auch für die Metallforschung, die physikalische Chemie, die Physik, in den letzten beiden Jahrzehnten auch für die organische Chemie und die biologischen Wissenschaften wurden wertvolle neue Gesichtspunkte erarbeitet und dadurch diese Zweige mächtig gefördert. Manches steht noch im Anfang der Entwicklung, aber eines ist sicher: die Kristallographie ist zur Wissenschaft vom Aufbau der Materie über atomare Bereiche hinaus geworden mit kaum noch übersehbaren Ausläufern in alle genannten und noch weitere Forschungsbereiche hinein. Dem Teilnehmer an den Sitzungen erstand das beglückende Bild eines international errungenen Fortschrittes als Produkt gemeinsamer Arbeit, zu deren Erfolg die verschiedenen Nationen rückhaltlos nach ihrem Wesen beitragen, fern von den Gesichtspunkten der internationalen und internen Politik, die sich im Zeitalter der Naturwissenschaften und der Technik in ihren alten Formen wie manches

andere völlig überlebt haben. Um das Vortragsprogramm bewältigen zu können, war es notwendig, es in drei wohlgegliederten Parallelreihen abzuwickeln.

Mehr als 90% der Vorträge fanden in englischer Sprache statt, die Diskussionen wurden fast ausschließlich englisch abgeführt, Führungen und Erklärungen in den Instituten nur in englischer Sprache.

Und was konnte alles in Stockholm und Uppsala in den kernphysikalischen Laboratorien, in den raffiniert eingerichteten röntgenkristallographischen Laboratorien und in vielen anderen modernst ausgestatteten Laboratorien vorgeführt werden! Am eindrucksvollsten war es wohl, Svedbergs Ultrazentrifuge in Uppsala in Arbeit zu sehen, die neuesten Modelle der Elektronenmikroskope und die gigantischen, tief in die Erde eingesenkten Cyclotrone in Stockholm und Uppsala besichtigen zu können.

Ganz abgesehen von der blendenden Organisation des Kongresses durch das unter dem Präsidium von Prof. *A. Westgren* stehende Lokalkomitee hatte Schweden alles getan, um den Kongreß auch in gesellschaftlicher Hinsicht zu einem unvergeßlichen Erlebnis zu gestalten. Staat und die beiden Städte, die Universitäten und verschiedene Industrien können ihren gebührenden Anteil an diesem Erfolg buchen. Schon der erste Abend brachte unter Vorführung der zum Teil aus Amerika herbeigebrachten modernsten Apparate zur Kristallstrukturforschung und Elektronenmikroskopie einen großzügigen Empfang beim schwedischen Zweig der Philipscorporation. Ein Abend führte die Kongreßmitglieder nach Drottningholm ins Königinschloß, in dessen Rokokotheater eine fast ganz im Zeichen Mozarts stehende Darbietung geboten wurde, die von den ersten Künstlern der Stockholmer Bühnen bestritten wurde. — Ein gemeinsames Abendessen mit anschließender Tanzunterhaltung fand im Schloß von Uppsala in jenem einfachen Saale statt, in dem Königin Christine abgedankt hatte. — Sehr eindrucksvoll war auch ein Empfang im Rathaus von Stockholm, einem imposanten, wie viele andere Bauwerke in Stockholm in einem neuen freien Stil hergestellten Bau mit einem ornamental ausgestatteten riesigen Empfangsraum und einer ebenso großen Halle; in dieser wurde zur Fidelmusik eine Reihe von schwedischen Volkstänzen vorgeführt, die große Verwandtschaft zu den alpenländischen Gebirgstänzen zeigen; daran schloß sich ein allgemeiner Tanz, der durch Straußwalzer eröffnet wurde, die bei der einzigartigen Akustik des Saales und hervorragender Wiedergabe doppelt eindrucksvoll wirkten. — Ein Sonntagsausflug führte die meisten Teilnehmer in die herrliche Landschaft der Stockholmer Schären. — In einem sehr reichhaltigen Programm wurden die „passiven" Mitglieder des Kongresses vorbildlich betreut; sie wurden mit der Stadt, dem Leben in ihr und auf dem Land und den sozialen Einrichtungen bekannt gemacht.

Zum nächsten Kongreß dieser Art im Jahre 1954 hat Paris eingeladen.

F. Machatschki, Wien.

In Verbindung mit der Jahrhundertfeier der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt feierte die Österreichische (bis 1946 Wiener) Mineralogische Gesellschaft Mitte Juni 1951 ihr 50jähriges Bestehen. Aus diesem Anlaß sprach am 14. Juni im Anschluß an die Vorführung des Paricutin-Filmes (Entstehung eines Vulkans), die vom Autor Prof. *W. F. Foshag* in freundlicher Weise persönlich durchgeführt wurde, *F. Machatschki* über die Entwicklung der Mineralogischen Forschung während der letzten 50 Jahre und am 15. Juni *H. Michel* über die Geschichte der mineralogischen Forschung in Österreich und der Gesellschaft in Gegenwart einer Reihe von ausländischen Fachkollegen, die aus den genannten Anlässen in Wien anwesend waren.

Im Juni 1951 wurden die Herren *L. N. Bowen* (Washington), Sir *W. L. Bragg* (Cambridge), *P. Niggli* (Zürich), *H. Schneiderhöhn* (Freiburg i. B.) und *F. Machatschki* (Wien) zu auswärtigen Mitgliedern der Accademia Nazionale dei Lincei-Rom (Sektion Reine und Angewandte Mineralogie und Geologie) und der Italienischen Mineralogischen Gesellschaft gewählt. — Die Österreichische Akademie der Wissenschaften hat Sir *W. L. Bragg* zum auswärtigen korrespondierenden Mitglied der math.-naturw. Kl. gewählt.

Einen schweren Verlust erlitt die Deutsche Geologische Forschung am 26. IX. 1951 durch den unerwarteten und allzufrühen Tod von Prof. Dr. *Hans Cloos* (Bonn).

Berichtigung.

In der Arbeit „Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern)" von *Herbert Haberlandt* und *Alfred Schiener* (Tschermaks min.-petr. Mitt., Dritte Folge 2 [1951], 292):

S. 311, Zeile 4 von oben lies: $NaCa_3\ (UO_2)/SO_4/(CO_3)_3F \cdot 10\ H_2O$ statt $Na_2Ca_3\ (UO_3)/SO_4/(CO_3)_3\,F \cdot 10\,H_2O$.

S. 351, in Tab. 6, letzte Zeile, bei Rutil lies: 0·1% statt 0·01%.

1951. Nr. 113.

Mitteilungen
der
Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft.

Autoren-, Sach- und Ortsverzeichnis

zu den Mitteilungen 1 bis 111 (1901 bis 1951) der Wiener (seit 1946 Österreichischen) Mineralogischen Gesellschaft.

Bearbeitet von

A. Schiener, Naturhistorisches Museum Wien.

Im *Autorenverzeichnis* sind alle mit irgendwie wesentlichen Beiträgen (Vorträge, Mitteilungen usw.) vertretenen Autoren in alphabetischer Reihenfolge und in dieser chronologisch geordnet angeführt.

Im *Sach- und Ortsverzeichnis* werden nur solche Materien und Fundorte erwähnt, die eingehender besprochen wurden. Es war leider nicht möglich, den Wünschen vieler Mineraliensammler zu entsprechen und alle irgendwie genannten Mineralien und Mineralfundorte hier aufzunehmen. Ebenso mußte davon abgesehen werden, die vielen von *R. Koechlin* referierten „Neuen Minerale" einzeln anzuführen, obgleich viele von ihnen recht eingehend beschrieben werden.

Aus Raumersparnisgründen wurde auch darauf verzichtet, hier jedesmal das genaue Zitat zu bringen, sondern in den meisten Fällen konnte einfach auf das Autorenregister verwiesen werden, wo eine in Klammern stehende Zahl hinter dem Namen des Autors die laufende Nummer in der chronologischen Reihung der Vortragstitel des betreffenden Autors bedeutet.

Um für die Besitzer von Tschermaks Mineralogischen und petrographischen Mitteilungen, in deren Rahmen ja von je die Mitteilungen der Mineralogischen Gesellschaft erschienen sind, die Benützung dieses Registers zu erleichtern, wurde durchwegs auch die Band- und Heftnummer der TMPM. angeführt, so daß die Zitierung in folgender Weise erfolgt:

1. Zahl . . . Erscheinungsjahr des Heftes der Mitteilungen der Mineralogischen Gesellschaft.
2. Zahl . . . *Kursiv,* Heftnummer der Mitteilungen.
3. Zahl . . . Seitenangabe.
4. Zahl . . . in römischen Ziffern = Bandnummer der TMPM.
5. Zahl . . . Heftnummer der TMPM.

Beispiel: *Becke, F.,* (26) V. Über Diaphthorite. aB. 1909, *45.* 17—23; TM. XXVIII, H. 4.

1909, (Erscheinungsjahr der Mitteilungen der Mineralogischen Gesellschaft).
45. (Heftnummer der Mitteilungen).
17—23; (Seitenangabe).
TM. XXVIII, (Bandnummer der TMPM.).
H. 4 (Heftnummer der TMPM.).

Es werden ferner folgende *Abkürzungen* verwendet:

A. . . . . Ausstellung (hier werden vielfach umfangreiche Aufzählungen und prägnante Beschreibungen von Mineralien usw. aus den Wiener Sammlungen gebracht, die bei den Vortragsabenden der Wiener (Österreichischen) Mineralogischen Gesellschaft zur Ausstellung (und Besprechung) gebracht wurden.

B. . . . . Bericht.

aB. . . . . ausführlicher Bericht.

KB. . . . . Kurzbericht.

Bes. . . . . Besuch, Besichtigung.

D. . . . . Demonstration.

E. . . . . Exkursion, Lehrwanderung.

Eins. . . . Einsendung.

Erl. . . . . Erläuterung.

Mat. . . . Materialvorlage (meist mit eingehenden Erläuterungen).

Mitt. . . . Mitteilung.

R. . . . . Referat.

T. . . . . Titel eines Vortrages, wenn kein Bericht vorliegt.

V. . . . . Vortrag.

Angel, F., (1) Nachruf auf *R. Scharitzer.* B. 1936, *101.* 295—296; TM. XXXXVIII, H. 3/4.

— (2) V. Über Migmatite aus dem Hochalm-Ankogel-Gebiete. T. 1938, *104.* 89; TM. L, H. 1.

Arrhenius, Svante, V. Über Salzlagerstätten. KB. 1912, 63; TM. XXXI, H. 4/5.

Bauer, Franz, Mitt. Analcim und Natrolith in der Umgebung von Neutitschein. 1901, *4.* 20; TM. XXI, H. 1.

Bauer, K., V. Über eine seltene Zwillingsbildung am Cerussit von Tsumeb. aB. 1933, *98.* 83—84; TM. VL, H. 1.

Becke, Friedrich, (1) V. Über die künstliche Darstellung von Korund. KB. 1901, 2. 6; TM. XX, H. 4.

— (2) Mat. Anthophyllit und Anomit von Dürnstein bei Krems. B. 1901, *3.* 11; TM. XXI, H. 1.

— (3) Mat. Von Mitgliedern eingesendete Funde. B. 1901, *4.* 19; TM. XXI, H. 1.

— (4) Erl. Die Kristallisation des Goldes, Besprechung der Ausstellung Gold am 13. I. 1902. B. 1902, *5.* 30; TM. XXI, H. 2.

— (5) V. Über eine dunkelblaugrüne Hornblende von Lanersbach (Duxer Tal). B. 1902, *6.* 33—34; TM. XXI, H. 3.

— (6) V. Über die kristallinen Schiefer der Alpen. KB. 1902, *7.* 45—46; TM. XXI, H. 4.

— (7) Mat. Calcit vom oberen Klammtunnel der Tauernbahn. B. 1902, *8.* 57; TM. XXI, H. 5.

— (8) V. Über die moderne Einrichtung des Mikroskops für mineralogische und petrographische Untersuchungen. T. 1902, *8.* 58; TM. XXI, H. 5.

(9) Mat. Koenenit von Volpriehausen. 1902, *9.* 60; TM. XXII, H. 1.

— (10) Mat. Zwillingskristall von Dolomit aus dem Binnental. 1902, *10.* 68; TM. XXII, H. 1.

— (11) Mat. Orthoklaskristalle aus dem Quarzporphyr von Val Floriana (Einfluß der Zwillingsbildung auf die Kristallform). aB. 1903, *11.* 7—9; TM. XXII, H. 2.

Becke, Friedrich. (12) V. Bestimmung der Dispersion der Doppelbrechung. aB. 1903, *12.* 25—27; TM. XXII, H. 3/4.
— (13) V. Die chemische Zusammensetzung der Gleichenberger Eruptivgesteine. B. 1903, *13.* 34—35; TM. XXII, H. 3/4.
(14) V. Vom Tauerntunnel (mit Lichtbildern). KB. 1903, *14.* 42; TM. XXII, H. 5.
(15) Mat. Neue Mineralvorkommen aus dem Zillertal (Apatit, Quarz, Albit, Titanit, Muskowit). B. 1903, *15.* 49—51; TM. XXIII, H. 1.
(16) V. Über die Ableitung der Interferenzbilder durch Skiodromen. T. 1903, *16.* 63; TM. XXIII, H. 1.
(17) V. Über eine neue Methode der Achsenwinkelmessung. B. 1904, *22.* 72—73; TM. XXIV, H. 1.
(18) V. Skiodromen-Modelle. B. 1905, *26.* 53—54; TM. XXV, H. 1/2.
(19) Mat. Verzerrte Steinsalzkristalle von Wieliczka, Gipsdruse von Bochnia. B. 1906, *28.* 1; TM. XXV, H. 1/3.
(20) Mat. Desmin, Quarz, Hämatit, Steinsalz aus Afrika (gesammelt von *Penck*). B. 1906, *29.* 21—22; TM. XXV, H. 4.
(21) V. Sind die Plagioklase eine isomorphe Mischungsreihe? T. 1906, *30.* 27; TM. XXV, H. 5.
— (22) V. Neuere Vorkommen von den österreichischen Salzlagerstätten. Gipszwillinge von Bochnia. aB. 1907, *33.* 1—6; TM. XXVI, H. 1/2.
— (23) V. Über Myrmekit. aB. 1908, *40.* 29—42; TM. XXVII, H. 4.
(24) Mat. Uranpecherz von Kirk Mine, Bald Mt., Gilpin Cty, Colorado, Skolezit aus dem Tauerntunnel. B. 1908, *42.* 66—67; TM. XXVIII, H. 1/2.
— (25) Mat. Minerale aus Joachimsthal und der Schweiz. B. 1909, *43,* 5—6; TM. XXVIII, H. 1/2.
(26) V. Über Diaphthorite. aB. 1909, *45.* 17—23; TM. XXVIII, H. 4.
— (27) V. Über idiophane Achsenbilder. aB. 1909, *46.* 30—37; TM. XXVIII, H. 5.
— (28) V. Ausbildung der Zwillinge trikliner Feldspate. aB. 1910, *51.* 55—59; TM. XXIX, H. 5.
— (29) Mat. Vorlage von Mineralien aus Japan (Geschenke von Kinosuke Inouye). B. 1910, *51.* 59; TM. XXIX, H. 5.
(30) V. Das spezifische Gewicht der Tiefengesteine. B. 1911, *58.* 37—40; TM. XXX, H. 5/6.
(31) V. Intrusivgesteine der Ostalpen. aB. 1912, *64.* 75—88; TM. XXXI, H. 4/5.
— (32) V. Gips im Ahrntal. 1913, *67.* 11—13; TM. XXXII, H. 1/2.
(33) V. Das niederösterreichische Waldviertel. T. 1914, *70.* 2; TM. XXXIII, H. 1/2.
— (34) V. Kalkspatzwilling nach (110) vom Marienberg bei Aussig. aB. 1914, *72.* 33—35; TM. XXXIII, H. 4.
(35) V. Über pazifische und atlantische Gesteine. KB. 1915, *73.* 37—38; TM. XXXIII, H. 5/6.
(36) V. Körperliche Mangandendriten im Trachyt von Spitzberg bei Tepl, Böhmen. B. 1915, *75.* 80—84; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (37) V. Vorlage von Gesteinen und Mineralen aus der Umgebung von Marienbad. aB. 1916, *79.* 40—44; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (38) V. Graphit im niederösterreichischen Waldviertel. B. 1917, *80.* 58—64; TM. XXXIV, H. 5/6.
— (39) V. Über Untersuchungen an Andesinen von *O. Grosspietsch* und *M. Goldschlag.* Jahresbericht für 1917, II.

Becke, Friedrich, (40) V. Olivingesteine aus Albanien und deren Begleiter. T. 1921, *81,* 3; TM. XXXV, H. 1/2.
- (41) V. Worte der Erinnerung an Hofrat *F. Berwerth.* B. Jahresbericht für 1919, III—V, ferner 1921, *81.* 4—5; TM. XXXV, H. 1/2.
- (42) V. Mineralogisches und Petrographisches aus dem Eruptivgebiete von Kristiania. B. 1921, *82.* 13—16; TM. XXXV, H. 3/4.
- (43) V. Dispersionserscheinungen an Interferenzbildern; Graustellung und Farbstellung. aB. 1921, *82.* 20—21; TM. XXXV, H. 3/4.
- (44) V. Über Facies klassifikation der metamorphen Gesteine. T. 1921, *83.* 25; TM. XXXV, H. 5/6.
- (45) V. Gesteine und Minerale aus der Umgebung von Kapfenstein. Mineralogisches aus der Drachenhöhle von Mixnitz. T. 1923, *84.* 43; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (46) V. Gesteine des Fengebietes. T. 1924, *85.* 47; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (47) V. Stoffwanderung bei der Metamorphose. T. 1924, *85.* 50; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (48) und *H. Michel* (5) V. Über die Goldvorkommen in den Hohen Tauern. KB. 1925, *86.* 62; TM. XXXVI, H. 5/6.
- (49) V. Demonstration von Kristallisationsversuchen mit dem Projektionsmikroskop. KB. 1926, *87.* 3; TM. XXXVII, H. 3/6.
- (50) Erl. Erläuterung der Ausstellung: Wachstumserscheinungen an Kristallen. KB. 1926, *87.* 2; TM. XXXVII, H. 3/6.
- (51) V. Demonstration eines Modells der Tetraederprojektion. B. 1926, *87.* 11; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (52) V. Systematik der Symmetrieklassen der Kristalle. T. 1927, *89.* 2; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (53) Erl. Erläuterung der Ausstellung: Plagioklasgruppe. T. 1927, *89.* 4; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (54) Trauerrede anläßlich der Trauerfeier der Wiener Universität für *Gustav Tschermak* am 25. II. 1927. T. 1928, *90.* 20; TM. XXXIX, H. 3/4.

Berger, W., V. Die geochemische Rolle der Organismen. aB. 1948/49, *111.* 136—140; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.

Berwerth, Fritz, (1) V. Auftreten des Korunds. KB. 1901, *2.* 6; TM. XX, H. 4.
— (2) Bes. Besuch der Wiener Mineralogischen Gesellschaft in der mineralogisch-petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Hofmuseums am 3. VI. 1901. B. 1901, *2.* 7; TM. XX, H. 4.
— (3) V. Über das Meteoreisen von Quesa. KB. 1902, *6.* 33; TM. XXI, H. 3.
— (4) Bes. Besuch der Meteoritensammlung des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums am 21. IV. 1902. KB. 1902, *8.* 43; TM. XXI, H. 5.
- (5) V. Über den jetzigen Stand der Meteoritensammlung im Naturhistorischen Hofmuseum, Verteilung der Meteoriten nach Ländern. B. 1903, *11.* 2—6; TM. XXII, H. 2.
— (6) V. Über den neuen Eukrit von Peramiho, Deutsch-Ostafrika. aB. 1903, *15.* 51; TM. XXII, H. 5.
- (7) Mat. Andesitbombe vom Mont Pelée.
Erl. Erläuterung der Ausstellung: Vulkanische Auswürflinge. B. 1903, *16.* 63—64; TM. XXIII, H. 1.
- (8) V. Über Nephrit und Jadeit. aB. 1905, *24.* 22—33; TM. XXIV, H. 3.
— (9) V. *Andreas Xaver Stütz.* Zu seinem 100. Todestage. aB. 1906, *28.* 2—18; TM. XXV, H. 1/3.
— (10) V. Ein Eisenkristall aus dem Meteorstein von Laborel. B. 1906, *31.* 31—33; TM. XXV, H. 5.

Berwerth, Fritz, (11) V. Kristallinische Gesteinsgerölle im eocänen Flysch des Wienerwaldes. aB. 1907, *34.* 9—14; TM. XXVI, H. 3.
— (12) V. Zonar gebauter Kapdiamant aus der Wesseltongrube. B. 1907, *36.* 47—49; TM. XXVI, H. 6.
— (13) V. Javanische Waffen mit „Meteoreisenpamor". B. 1907, *37.* 60—61; TM. XXVI, H. 5/6.
— (14) V. Die geologischen Verhältnisse an der Südrampe der Tauernbahn. KB. 1908, *41.* 45; TM. XXVIII, H. 1.
— (15) V. Einschlüsse aus dem Basalt des Finkenberges bei Bonn. KB. 1908, *42.* 56; TM. XXVIII, H. 1/2.
— (16) V. Oberflächenstudien an Meteoriten. B. 1910, *48.* 6—21; TM. XXIX, H. 1/2.
— (17) V. Melilith vom Podhorn bei Marienbad. B. 1910, *49.* 36—37; TM. XXIX, H. 3.
— (18) V. Gesteine aus der Serra de Monchique. KB. 1910, *52.* 63; TM. XXIX, H. 6.
— (19) V. Über die Entwicklung der Gesteinsdünnschlifftechnik. aB. 1911, *52.* 63—64; TM. XXIX, H. 6.
— (20) V. Meteoreisenstudien. KB. 1911, *56.* 27—28; TM. XXX, H. 1/2.
— (21) V. Mitteilungen über den Nakhlit, eine neue Art eines kristallinisch körnigen Meteorsteines. B. 1912, *60.* 23—28; TM. XXXI, H. 1.
— (22) Mat. Über den Miskeyit (Pseudophit) aus dem Montafon (Vorarlberg). KB. 1912, *60.* 28; TM. XXXI, H. 1.
— (23) V. Alte und neue Ansichten über die Meteoriten. KB. 1912, *60.* 28; TM. XXXI, H. 1.
— (24) V. *Karl Ludwig Freiherr v. Reichenbach.* aB. 1913, *68.* 27—43; TM. XXXII, H. 1/2.
— (25) V. Die Strukturen der Massengesteine (an Hand von Mikrophotographien). T. 1913, *69.* 52; TM. XXXII, H. 6.
— (26) Mat. Eine Druse großer Eisenkristalle (aus der Poldihütte in Kladno). B. 1914, *71.* 24; TM. XXXIII, H. 4.
— (27) V. Ein natürliches System der Eisenmeteoriten. T. 1915, *74.* 50; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (28) V. *Ernst Ludwig* zum Gedächtnis. aB. 1916, *77.* 2—17; TM. XXXIV, H. 1.
— (29) V. Über Topasgesteine von Joachimsthal und Mariaschein im böhmischen Erzgebirge. B. 1916, *79.* 44—45; TM. XXXIV, H. 3/4.
— (30) Ansprache anläßlich des Hinscheidens des Kaisers Franz Josef I. B. 1916, *79.* 47—49; TM. XXXIV, H. 3/4.
— (31) V. Gediegen Tellur von Ruda im siebenbürgischen Erzgebirge (eine Berichtigung). B. 1916, *79.* 54—55; TM. XXXIV, H. 3/4.
— (32) und *F. E. Suess,* V. Über Tektite. T. 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— Lebensbild, s. *F. Becke* (41).
Beutel, E., und *A. Kutzelnigg,* V. Änderung der Farbe und Entwicklung des Gefüges einiger Mineralien durch Wärmebehandlung. aB. 1935, *100.* 397 bis 400; TM. IIIL, H. 4/5.
Bräutigam, F., (1) V. Ein neues Achsenwinkelobjektiv. T. 1921, *81.* 3; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (2) V. Die neuen Auflichtapparate der Firma C. Reichert. KB. 1934, *99.* 471; TM. XXXXV, H. 5/6.
Brunnbauer, O., V. Über die Aufbereitung der Flinzgraphite. B. 1917, *80.* 64; TM. XXXIV, H. 5/6.

Burghardt, L., (1) V. Österreichische Mineraliensammler vergangener Jahrhunderte. (Von *Agricola* bis *van der Nüll.*) B. 1937, *102.* 95—96; TM. IL, H. 1.

— (2) Mitt. Von *Agricola* bis *van der Nüll* (Österreichische Mineraliensammler vergangener Jahrhunderte; ein mineralogisch-historischer Rückblick). aB. 1948/49, *111.* 146—151; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.

Burkart, E., Mitt. Blaues Steinsalz. 1910, *50.* 51; TM. XXIX, H. 4.

Buschmann, Ottokar v., Mat. Vorlage einer vollständigen Suite der Eisenerzvorkommen von Nučic in Böhmen. T. 1903, *12.* 28; TM. XXII, H. 3/4.

Clotten, F. E., V. Die Zinn- und Wolframvorkommen von Nordqueensland. B. 1905, *23.* 18—20; TM. XXIV, H. 1.

Cornelius, H. P., (1) V. Das Sapphirinvorkommen von Alpe Brasciadega, Val Codera. B. 1929, *92.* 1—2; TM. XXXX, H. 3/4.

— (2) V. Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. aB. 1942, *108.* 178—182; TM. LIV, H. 1/3.

Cornu, Felix, (1) Mat. Neue Funde von: Jarosit (Laurion), Uraninit (Schlaggenwald), Zeophyllit (Großpriesen). 1902, *10.* 68; TM. XXII, H. 1.
(2) V. Zeolithvorkommen des böhmischen Mittelgebirges. aB. 1903, *12.* 20 bis 25; TM. XXII, H. 3/4.

— (3) Mat. Uranothallit auf Antozonit von Joachimsthal (neues Vorkommen). T. 1903, *13.* 30; TM. XXII, H. 3/4.

— (4) V. Bericht über eine Exkursion nach Elba (mit Vorweisungen). T. 1904, *20.* 47; TM. XXIII, H. 4.

— (5) V. Über den Zeophyllit von Radzein im böhmischen Mittelgebirge. B. 1905, *23.* 8—15; TM. XXIV, H. 1.

— (6) V. Über ein neues Kontaktmineral „Hibschit". KB. 1905, *25.* 41—42; TM. XXIV, H. 4.

— (7) V. Zur Kenntnis der Schlaggenwalder Mineralvorkommen (auf Grund einer Zusendung des Hauptmanns *W. Steinbach* in Schlaggenwald). B. 1905, *25.* 48—52; TM. XXIV, H. 4.

— (8) V. Die saure Reaktion HO-haltiger Silikate. T. 1905, *26.* 59; TM. XXV, H. 1/2.

— (9) Mat. Glimmerzeolithe (Gyrolith, Zeophyllit) und ein neues Mineral „Reyerit" aus Grönland. KB. 1905, *27.* 66; TM. XXV, H. 1—3.

— (10) V. Zur Unterscheidung der Minerale der Glimmerzeolithgruppe. B. 1906, *31.* 33—41; TM. XXV, H. 5.

— (11) V. Über eine mit Herrn *R. Görgey* unternommene Studienreise auf die Färöer im Sommer 1907 (Zeolithe der Färöer). B. 1908, *38.* 2—4; TM. XXVII, H. 3.

— (12) V. Die Verbreitung der Hydrogele in der Natur. B. 1909, *43.* 6—7; TM. XXVIII, H. 1/2.

Diener, Carl, V. Mein Besuch des Kilauea im Sommer 1918 (mit Lichtbildern). KB. 1913, *69.* 52; TM. XXXII, H. 6.

Dittler, Emil, (1) V. Über Darstellung kalihaltiger Plagioklase. KB. 1910, *49.* 32; TM. XXIX, H. 3.

— (2) V. Über die Wärmeabsorption in Silikatschmelzen. aB. 1911, *52.* 64—75; TM. XXIX, H. 6.

— (3) V. Zur Bildung des Wulfenites. T. 1913, *69.* TM. XXXII, H. 6.

— (4) V. Über Garnieritbildung. T. 1923, *84.* 39; TM. XXXVI, H. 5/6.

— (5) V. Über Ilsemannitbildung. T. 1924, *85.* 47; TM. XXXVI, H. 5/6.

— (6) V. Verhalten von Feldspaten bei höheren Temperaturen. B. 1926, *87.* 3—4; TM. XXXVII, H. 3/6.

Dittler, Emil, (7) V. Eine Exkursion in das Vitošagebirge. B. 1926, *87*, 10; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (8) V. Die chemische Zusammensetzung des Meteorits von Lanzenkirchen. aB. 1926, *88*. 26—30; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (9) R. Vorlage einer Weltlagerstättenkarte. T. 1928, *90*. 9; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (10) V. Über den Chemismus des Sapphiringesteins von Val Codera und des Minerals Sapphirin. aB. 1929, *92*. 2—4; TM. XXXX, H. 3/4.
— (11) V. Die Bauxitlagerstätte von Gánt in Ungarn. aB. 1930, *93*. 27—29; TM. XXXX, H. 5/6.
— (12) V. Über ein neues Beryllvorkommen aus Teregova in Rumänien. aB. 1930, *94*. 2—4; TM. XXXXI, H. 3/6.
— (13) V. Über chemische Untersuchungen an Mineralen von den Totenköpfen im Stubachtale. aB. 1932, *96*. 71—74; TM. XXXXIII, H. 1.
— (14) V. Die Genesis der Sanntaler Bauxite. KB. 1934, *99*. 457—458; TM. XXXXV, H. 5/6.
— (15) V. Über den neuen Säuerling von Oberschützen im Burgenlande. B. 1935, *100*. 374—376; TM. XXXXVII, H. 4/5.
— (16) V. Über Synthesen neuartiger Mischkristalle. B. 1937, *102*. 97—98; TM. IL, H. 1.
Doelter, Cornelio, (1) V. Die Theorie der Silikatschmelzen und ihre Anwendung auf die Gesteine. aB. 1905, *27*. 61—65; TM. XXV, H. 1—3.
— (2) V. Über Erzlagerstätten. T. 1907, *34*. 9; TM. XXVI, H. 3.
— (3) V. Über die Leitfähigkeit der Silikatschmelzen. B. 1908, *38*. 11—12; TM. XXVII, H. 3.
— (4) V. Über den Einfluß der Radiumstrahlen auf die Mineralfarben. aB. 1908, *42*. 49—56; TM. XXVIII, 1/2.
— (5) V. Über Umwandlung amorpher Mineralkörper in kristalline. B. 1909. *47*. 43—45; TM. XXVIII, H. 6.
— (6) V. Über blaues Steinsalz. B. 1909, *47*. 45—46; TM. XXVIII, H. 6.
— (7) V. Über die Radioaktivität des Zirkons. B. 1910, *49*. 35; TM. XXIX, H. 3.
— (8) V. Über das Verhalten des Diamanten bei hohen Temperaturen. aB. 1911, *54*. 9—15; TM. XXX, H. 1/2.
— (9) V. Über die Ursachen der Färbung des blauen Steinsalzes. aB. 1911, *55*. 19—23; TM. XXX, H. 1/2.
— (10) V. Über die Viskosität der Silikatschmelzen. B. 1912, *59*. 2—3; TM. XXXI, H. 1.
— (11) V. Über Mineralsynthesen. Berylliumsilikate. 1913, *66*. 1—4; TM. XXXII, H. 1/2.
— (12) V. Die Entstehung des Talkes. T. 1914, *70*. 3; TM. XXXIII, H. 1/2.
— (13) V. Beziehungen zwischen natürlichem und künstlichem Ultramarin. T. 1915, *74*. 49; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (14) V. Über die Farben der Minerale. KB. 1916, *78*. 19; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (15) V. Neuere Untersuchungen über Lumineszenz künstlicher und natürlicher Minerale. T. (Jahresbericht für 1918, II.) 1921, *81*. 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— (16) V. Gesteine und Minerale des Monzoni. T. 1921, *81*. 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— (17) V. 1. Bleivorkommen bei Annaberg. 2. Veränderung von Mineralfarben durch Radiumstrahlen. T. 1921, *81*. 3; TM. XXXV, H. 1/2.
— (18) V. Blei- und Zinkerze Deutschösterreichs. T. 1921, *82*. 17; TM. XXXV, H. 3/4.

Doelter, Cornelio, (19) V. Über Thermolumineszenz. B. 1926, *87.* 3; TM. XXXVII. H. 3/6.
— (20) V. Konstitution natürlicher Kobalt- und Nickelarsenide. aB. 1926, *88.* 24—25; TM. XXXVII, H. 3/6.
Dolch, M., V. Eigenschaften und Verwertungsmöglichkeiten unserer festen fossilen Brennstoffe. T. 1921, *82.* 16; TM. XXXV, H. 3/4.
Dreger, I., V. Aragonite von Rohitsch-Sauerbrunn. aB. 1909, *44.* 11—14. TM. XXVIII, H. 3.
Dümler, H., D. Stereoskopische Aufnahmen mineralischer Objekte (mit Vorführungen). KB. 1906, *30.* 27; TM. XXV, H. 5.
Exner, Ch., (1) V. Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. aB. 1947, *110.* 82—87;
— (2) V. Die Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung. aB. 1948/49, *111.* 129—132; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.
Exner, Franz, V. Radioaktive Substanzen (mit Experimenten). T. 1902, *10.* 67; TM. XXII, H. 1.
Firtsch, G., V. Minerale aus dem Kamptale. B. 1907, *34.* 14—18; TM. XXVI, H. 3.
Focke, Friedrich, (1) V. Über ein neues Skolezitvorkommen in Salzburg. aB. 1902, *7.* 43—44; TM. XXI, H. 4.
— (2) V. Über den als Desmin angesehenen Albit von Schlaggenwald. aB. 1903, *14.* 37—42; TM. XXII, H. 5.
Friedrich, A., V. Cordierit von Iglau. T. Jahresbericht für 1918, II.
Friedrich, O., V. Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern. B. 1933, *98.* 78—79; TM. XXXXV, H. 1.
Frieser, Julius, Mat. Neues Vorkommen von Kalkuranit in Schlaggenwald. 1902, *9.* 60; TM. XXII, H. 1.
Gattnar, Mat. Asphalt im Magnetit von Grengesberg. 1910, *50.* 50; TM. XXIX. H. 4.
Gerhart, Hilda, (1) V. Kristalltracht der Doppelsulfate. B. 1905, *25.* 42. TM. XXIV, H. 4.
— (2) V. Seltene Gesteine aus dem nördlichen Waldviertel. T. 1912, *61.* 38; TM. XXXI, H. 1.
Gickelhorn, J., V. 150 Jahre Chilesalpeter. T. 1948/49, *111.* 115; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.
Goebel, L., V. Pleochroitische Höfe. B. 1930, *93.* 22; TM. XXXX, H. 5/6.
Görgey, Rudolf v., (1) V. Neue Mineralvorkommen aus Elba. aB. 1907, *35;* 33—38; TM. XXVI, H. 4.
— (2) V. Über Mesolith. B. 1908, *38.* 12—13; TM. XXVII, H. 3.
— (3) V. Minerale alpiner Salzlagerstätten. B. 1910, *48.* 1—6; TM. XXIX, H. 1/2.
— (4) V. Minerale tertiärer Kalisalzlagerstätten. B. 1911, *52.* 75—77; TM. XXIX, H. 6.
— (5) V. Apatitzwillinge von Elba. T. 1911, *53.* 2; TM. XXX, H. 1/2.
— (6) V. Über das Steinsalz. aB. 1913, *65.* 92—115; TM. XXXI, H. 6.
— (7) V. Über Anhydrit. T. 1914, *71.* 17; TM. XXXIII, H. 4.
Goldschlag, M., V. Die Epidotgruppe. T. 1915, *75.* 84; TM. XXXIII, H. 5/6.
Goldschmidt, V., V. Über einen Quarzzwilling nach R. Bespricht den Plan zur Schaffung eines Atlas aller publizierten Kristallbilder. T. 1905, *25.* 36; TM. XXIV H. 4.
Goldschmidt, V. M., Lebensbild, s. *F. Machatschki* (3).

Graber, Hermann, (1) Mitt. „Goldhältiger Sand" in Markersdorf bei Kamnitz. KB. 1902, *8.* 57; TM. XXI, H. 5.
— (2) V. Geologische Bilder aus der Umgebung von Böhmisch-Leipa. KB. 1908. *39.* 17; TM. XXVII, H. 3.
— (3) V. Nordische Geschiebe von Ostpreußen und Lithauen. B. 1927, *89,* 3 4; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (4) V. Vorlage von oberösterreichischen Gesteinen. T. 1928, *91.* 1; TM. XXXIX, H. 6.
— (5) V. Kristallinische Schiefer und Massengesteine aus Südkärnten. B. 1930. *93.* 19—20; TM. XXXX, H. 5/6.

Granigg, B., (1) V. Über die Anwendung metallographischer Methoden auf die mikroskopische Untersuchung von Erzlagerstätten. T. 1915, *73.* 39; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (2) V. Über die Apatite von Chibine auf der Halbinsel Kola (Rußland). T. 1932. *96.* 92; TM. XXXXIII, H. 1.
— (3) V. Sekundäre und primäre Zirkonlagerstätten in Europa und deren Gewinnungsmöglichkeiten. T. 1947, *110.* 75; TM. (3. Folge) *1.* H. 1.

Grengg, R., (1) V. Über ungarische Seifenerden. T. 1921, *81.* 3; TM. XXXV, H. 1/2.
— (2) V. Anhydrit als Mörtelmaterial. T. 1924, *85.* 52; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (3) V. Vorweisung von Gesteinen aus dem Granitgebiete Nieder- und Oberösterreichs. T. 1924, *85.* 54; TM. XXXVI, H. 5/6.

Grund, R., Eins. Künstlicher Bleiglanz aus alten Röstöfen der Hütte bei Přibram. KB. 1910, *49.* 38; TM. XXIX, H. 3.

Gstöttner, A., V. Lichtbilder aus dem Kohlenbergbau; Photochromaufnahmen von Mineralen, Interferenzfarben und anderen Objekten. KB. 1909, *43.* 1; TM. XXVIII, H. 1/2.

Haberlandt, Herbert, (1) Mat. Quarzporphyrgerölle aus Donau- und Kampschotter. KB. 1926, *88.* 31; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (2) V. Einige interessante Mineralfunde aus den Hohen Tauern. aB. 1935, *100.* 393—397; TM. XXXXVII, H. 4/5.
— (3) V. Niederösterreichische Mineralvorkommen. aB. 1937, *102.* 93—95; TM. IL, H. 1.
— (4) V. Mineralogisches aus Niederdonau. 1939, *105.* 433—434; TM. LI, H. 6.
— (5) V. Die Mineralien des Hererolandes, Deutsch-Südwestafrika. 1939, *105.* 445—447; TM. LI, H. 6.
— (6) V. Neue Ergebnisse der Lumineszenzanalyse an Karbonaten und Fluoriten mit organischen Beimengungen. B. 1940, *106.* 277—278; TM. LII, H. 4/5.
— (7) V. Die Bedeutung der Lumineszenz für Mineralogie und Bergbau. aB. 1943, *109.* 300—304; TM. LV, H. 4/5.
— (8) V. Neue geochemische Forschungen des Auslandes. aB. 1947, *110.* 92 bis 97; TM. (3. Folge) *1.* H 1.

Haitinger, M., V. Das *Haitinger-Reichert*sche Fluoreszenzmikroskop. AB. 1934, *99.* 463—464; TM. XXXXV, H. 5/6.

Halla, F., V. Über die freie Energie bei der Dolomitbildung. aB. 1936, *101.* 275 bis 278; TM. IIL, H. 3/4.

Hammer, W., V. Südafrikanische Gesteine (aus den Eruptivgebieten Transvaals). B. 1931, *95.* 5—6; TM. XXXXII, H. 1.

Handmann, Rudolf, (1) Mat. Cordierit, Fibrolith, Granat, Graphit vom Kürnberg bei Linz. 1902, *9.* 60; TM. XXII, H. 1.

Handmann, Rudolf, (2) Eins. Zur Kenntnis der Phosphoreszenzerscheinungen einiger Minerale und Gesteine nebst einigen Bemerkungen über die Lumineszenzerscheinungen im allgemeinen. T. 1911, *55;* TM. XXX, H. 1/2.

Hibsch, Josef E., (1) Mat. Calcitkristalle von Katharinenberg, Erzgebirge. KB. 1902, *8.* 57; TM. XXI, H. 5.

— (2) V. Der Marienberg bei Aussig und seine Minerale. aB. 1914, *72.* 25—33; TM. XXXIII, H. 4.

— (3) V. Über Trachydolerite *(H. Rosenbusch).* aB. 1915, *74.* 50—65; TM. XXXIII, H. 5/6.

— (4) V. Über Minerale in Drusenräumen von Eruptivgesteinen. T. 1916, *78.* 22; TM. XXXIV, H. 1/2.

— (5) V. Über das Pyropenvorkommen im Böhmischen Mittelgebirge. aB. 1916, *79.* 49—54; TM. XXXIV, H. 3/4.

— (6) V. Über Sodalithtephrite vom Rabenstein und Hutberge im nordöstlichen Teile des böhmischen Mittelgebirges (eingesendet von *Senger*). T. (Jahresbericht für 1918, II.) 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.

— (7) V. Ergebnisse der mineralogischen und petrographischen Erforschung des böhmischen Mittelgebirges. T. 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.

— (8) V. Über Sonnenbrenner. T. 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.

— (9) V. Einiges über Verkieselungen. T. 1921, *81.* 3; TM. XXXV, H. 1/2.

— (10) V. Über die Nephelinphonolithe der Umgebung von Bilin. T. 1923, *84.* 43; TM. XXXVI, H. 5/6.
Lebensbild: s. *H. Michel* (17).

Himmelbauer, Alfred, (1) V. Gelbbleierz und andere Minerale aus Kärnten. aB. 1907, *36.* 43—46; TM. XXVI, H. 5/6.

— (2) V. Über einen seltenen Zeolith (Herschelit von Sizilien). T. 1910, *50.* TM. XXIX, H. 4.

— (3) Anmerkung zu der Notiz von A. *v. Loehr* über die synthetischen Saphire. 1911, *52.* 81; TM. XXIX, H. 6.

— (4) V. Zur Kenntnis des Hydrotalkits von Snarum. T. 1911, *53.* 2; TM. XXX, H. 1/2.

— (5) V. Mineralvorkommen des Podhorn bei Marienbad. aB. 1912, *62.* 42—50; TM. XXXI, H. 2/3.

— (6) V. Mineralogische Notizen: 1. Apatit vom Eichberg am Semmering. 2. Gyrolith vom Workotsch bei Aussig. 3. Zur Kenntnis des Minerales Stichtit. 1913, *66.* 5—9; TM. XXXII, H. 1/2.

— (7) V. Neue Mineralvorkommen. 1. Prehnit, Flußspat und Axinit von Horn (n.-ö. Waldviertel). 2. Zwei alpine Fluoritvorkommen. B. 1913, *67.* 11—15; TM. XXXII, H. 1/2.

— (8) V. Kristallographische Messungen am Axinit von Horn. KB. 1913, *69.* 49—50; TM. XXXII, H. 6.

— (9) V. Bericht über die Teilnahme an einer Forschungsreise in Transbaikalien (und Erlebnisse während der Internierung in Moskau, Aktjubinsk und Taschkend). T. 1921, *81.* 5; TM. XXXV, H. 1/2.

— (10) V. Über Plumbocalcit. T. 1924, *85.* 55; TM. XXXVI, H. 5/6.

— (11) V. Erzstufen aus dem Harz. T. 1925, *86.* 57; TM. XXXVI, H. 5/6.

— (12) Mat. Vorlage von Mineralstufen aus der Sammlung von *Rumpf.* KB. 1926, *87.* 2; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (13) Mat. Neue Mineralfunde aus Niederösterreich. KB. 1926, *87.* 8; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (14) V. Der Haller Salzbergbau. B. 1926, *87.* 9—10; TM. XXXVII, H. 3/6.

Himmelbauer, Alfred, (15) Mat. Fossiles Harz und exotische Gerölle aus dem Flysch von Greifenstein. KB. 1926, *88.* 31; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (16) V. Die optischen Eigenschaften des Andesins von Trifail. T. 1927, *89.* 3; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (17) V. Afrikanische Topasvorkommen. B. 1928, *90.* 3; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (18) Erl. Erläuterung der Ausstellung. Topas. B. 1928, *90.* 3—5; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (19) V. Mineralogische Kuriositäten. B. 1928, *90.* 15—16; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (20) E. Führung der Exkursion nach Deutsch-Altenburg-Hainburg am 7. VI. 1928. KB. 1928, *91.* 3; TM. XXXIX, H. 5/6.
— (21) V. Vorlage neuer Mineralvorkommen aus Niederösterreich und dem Burgenlande. aB. 1929, *92.* 5—7; TM. XXXX, H. 3/4.
— (22) V. Apatitzwillinge von Elba. B. 1929, *92.* 17; TM. XXXX H. 3/4.
— (23) V. Gedenkrede für *F. Becke.* T. 1932, *96.* 71; TM. XXXXIII, H. 1.
— (24) V. Über Magnesit. B. 1933, *97.* 229—231; TM. XXXXIV, H. 2/3.
— (25) E. Bericht über die Exkursion in das Gipsbergwerk in der Vorderbrühl (bei Mödling) am 13. V. 1933. B. 1933, *98.* 96; TM. XXXXV, H. 1.
— (26) D. Vorführung einer neuen Ultraviolett-Glimmlampe. KB. 1934, *99.* 472; TM. XXXXV, H. 5/6.
— (27) V. Vorkommen und technische Verwendung des Talkes. aB. 1934, *99.* 472—474; TM. XXXXV, H. 5/6.
— (28) V. Orientierte Verwachsungen im Mineralreiche. 1935, *100.* 387—389; TM. XXXXVII, H. 4/5.
— (29) V. Aus dem Grenzgebiete Mineralogie-Medizin. B. 1939, *105.* 431—433; TM. LI, H. 6.
— (30) V. Bemerkungen zur Frage der orientierten Verwachsungen. aB. 1942, *108.* 184—189; TM. LIV, H. 1/3.

Hinterberger, Hugo, V. Herstellung farbiger mikrophotographischer Aufnahmen im polarisierten Licht (mit Vorweisungen). KB. 1905, *26.* 54; TM. XXV, H. 1/2.

Hinterlechner, K., V. Über Antimonerzlagerstätten von Maltern, Schlainig und Trojana. T. 1917, *80.* 57. TM. XXXIV, H. 5/6.

Hlawatsch, Carl, (1) Mat. Kristallisierte Melilithschlacken von Leoben mit interessanten Dispersionserscheinungen. 1904, *17.* 2; TM. XXIII, H. 2.
— (2) V. Bemerkungen über die Kristallklasse des Benitoit. B. 1908, *42.* 57—59; TM. XXVIII, H. 1/2.
— (3) V. Über Prehnit von Guanajuato (Mexiko). aB. 1910, *49.* 26—32; TM. XXIX, H. 3.
— (4) Mat. Dumortierit von Melk. B. 1911, *54.* 15—16; TM. XXX, H. 1/2.
— (5) V. Reisebeobachtungen in Kiirunavaara. B. 1911, *54.* 16—17. TM. XXX, H. 1/2.
— (6) V. Thenardit als Absatz aus Kesselwasser. aB. 1912, *59.* 3—6; TM. XXXI, H. 1.
— (7) V. Der Grünschiefer von Dobschau. T. 1921, *81.* 3; TM. XXXV, H. 1/2.
— (8) V. Wolfsbergit von Schwaz. B. 1921, *82.* 17—19; TM. XXXV, H. 3/4.
— (9) V. Über einen Fall scheinbarer Zwillinge. T. 1924, *85.* 54; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (10) V. Demonstration pleochroitischer Höfe um Apatit. KB. 1925, *86.* 62; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (11) V. Über das Verfahren von *R. Doht* zur Herstellung von stereoskopischen Mikroaufnahmen. KB. 1926, *87.* 2; TM. XXXVII, H. 3/6.

Hlawatsch, Carl, (12) Ma. Neue Mineralfunde aus Niederösterreich. KB. 1926, *87.* 8; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (13) V. Über Alunogen. T. 1927, *89.* 4; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (14) V. Über einen neuen Fund von Titanit aus dem Hollersbachtale. KB. 1928, *91.* 1; TM. XXXIX, H. 5/6.
— (15) V. Ein neues Apatit- und Magnetitvorkommen von den Totenköpfen im Stubachtal. B. 1930, *94.* 9—10; TM. XXXXI, H. 3/6.

Hueber, H., (1) V. Über eine neue Methode zur Bestimmung kleinster Wasser- und Kohlensäuremengen in Silikaten. B. 1930, *94.* 5—8; TM. XXXXI, H. 3/4.
— (2) V. Anwendung mikroanalytischer Methoden auf gesteinsbildende Minerale. aB. 1932, *96.* 84—89; TM. XXXXIII, H. 1.

Jesser, J., (1) V. Das Radentheiner Verfahren zum Kaustischbrennen von Magnesit. T. 1916, *78.* 22; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (2) V. Einfluß des Dampfdruckes auf das Volumen der Gesteine. B. 1921, *81.* 6—9; TM. XXXV, H. 1/2.
— (3) V. Quellende Gesteine. KB. 1926, *87.* 8—9; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (4) V. Kolloidreaktionen der Zementerhärtung. aB. 1928, *90.* 9—12; TM. XXXIX, H. 3/4.

Jüptner, H. v., (1) V. Neuere Ergebnisse der metallurgischen Forschung, I. und II. Teil. aB. 1904, *17.* 2—16; TM. XXIII, H. 2.
— (2) V. Neuere Ergebnisse metallurgischer Forschung, III. Teil. aB. 1904, *18.* 19—36; TM. XXIII, H. 2.

Kautzky, Fr., V. Über die neuen Erzschurfmethoden in Schweden. T. 1947, *110.* 75; TM. (3. Folge) *1.* H. 1.

Kieslinger, A., (1) Mat. Pseudomorphosen von Disthen nach Andalusit aus der Koralpe. KB. 1927, *89.* 10; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (2) V. Über Diaphtorese, mit Beispielen aus dem ostalpinen Kristallin. aB. 1928, *90.* 12—15; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (3) V. Kugeldruckproben an Gesteinen. B. 1936, *101.* 278—280; TM. XXXVIII, H. 3/4.
— (4) V. Die Steinschätze der Ostmark im Rahmen des Deutschen Reiches. B. 1940, *106.* 272—273; TM. LII, H. 4/5.

Kirsch, G., V. Was vermögen die radioaktiven Altersbestimmungen von Mineralien und Gesteinen gegenwärtig zu leisten? T. 1924, *85.* 49; TM. XXXVI, H. 5/6.

Klaudy, Josef, V. Die Erzeugung hoher Temperaturen durch das *Goldschmidt*sche Verfahren mittels Thermit (mit Experimenten). B. 1901, *3.* 12—13; TM. XXI, H. 1.

Klepsch, Eduard v., Mat. Eozoon (von Finnland und von Passau). 1902, *10.* 67; TM. XXII, H. 1.

Knett, Josef, (1) Mitt. Über den eigentümlichen Strich eines jungtertiären pelitischen Gesteins bei Pistyan in Ungarn. 1901, *4.* 19—20; TM. XXI, H. 1.
— (2) Eins. Radiobaryt von Karlsbad. KB. 1904, *21.* 68; TM. XXIII, H. 6.
— (3) V. Sinterbildungen. T. 1921, *81.* 3; TM. XXXV, H. 1/2.
— (4) V. Über Pisolithe. T. 1923, *84.* 45; TM. XXXVI, H. 5/6.

Kober, L., (1) V. Zur Gestaltungsgeschichte eruptiver und metamorpher Körper. T. 1925, *86.* 62; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (2) V. Vorlage von Gesteinen aus den Hohen Tauern. B. 1926, *88.* 20—21; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (3) V. Die kristallinen Schiefer von Attika. KB. 1930, *93.* 20—21; TM. XXXX, H. 5/6.

Koechlin, Rudolf, (1) V. Untersuchungen am Schneebergit. B. 1901, *4.* 23; TM. XXI, H. 1.
— (2) Mat. Salze von Kalusz in Ostgalizien. B. 1902, *7.* 44—45; TM. XXI, H. 4.
— (3) V. Über Zirkon. aB. 1903, *12.* 15—19; TM. XXII, H. 3/4.
— (4) Mat. Vorlage neuer Minerale. B. 1903, *13.* 30—31; TM. XXII, H. 3/4.
— (5) Erl. Erläuterung der Ausstellung: Apatit. B. 1903, *15.* 56—57; TM. XXII, H. 5.
— (6) V. Quarzzwillinge von Dognácska, ferner Vorlage neuer Mineralien. B. 1903, *16.* 59—63; TM. XXIII, H. 1.
— (7) R. Über neue Minerale (Erikit, Eglestonit, Terlinguait, Montroyidit, Kunzit, Boothit, Astrolit, Kryolithionit). B. 1904, *19.* 39—42; TM. XXIII, H. 3.
— (8) R. Über neue Minerale (Grandiderit, Serendibit, Bakerit). B. 1904, *20.* 48—49; TM. XXIII, H. 4.
— (9) Erl. Erläuterung der Ausstellung: Mineralien aus dem Binnental. B. 1904, *21.* 69—70; TM. XXIII, H. 6.
— (10) Mat. Chalmersit und Kryolithionit. R. Teallit. V. Über den Coelestin von Häring in Tirol. R. Analye des Dognácskait von *A. Otto.* aB. 1904, *22.* 72—75; TM. XXIV, H. 1.
— (11) V. Über den österreichischen Euklas. Ein Nachtrag. aB. 1905, *25.* 43 bis 46; TM. XXIV, H. 4.
— (12) M. Neue Mineralien. R. Neue Mineralien. B. 1905, *26.* 54—59; TM. XXV, H. 1/2.
— (13) V. Über Pyrit von Rudobanya. aB. 1906, *32.* 47—51; TM. XXV, H. 6.
— (14) R. Neue Mineralien. aB. 1907, *35.* 26—33; TM. XXVI, H. 4.
— (15) V. Hausmannit- und Braunitkristalle von Brasilien. aB. 1908, *39.* 17 bis 25; TM. XXVII, H. 3.
— (16) R. Neue Mineralien. aB. 1908, *42.* 56—66; TM. XXVIII, H. 1/2.
— (17) V. Neue Mineralvorkommnisse von Königswart (Böhmen). B. 1911, *58.* 58—59; TM. XXX, H. 5/6.
— (18) R. Neue Mineralien. aB. 1912, *59.* 8—21; TM. XXXI, H. 1.
— (19) Mitt. Nachtrag zu der Notiz über „Neue Mineralvorkommnisse von Königswart (Böhmen)"; Mitteilung des Frl. *Julia Schildbach* in Marienbad B. 1912, *60.* 32—33; TM. XXXI, H. 1.
— (20) V. Über Bastnäsit, Tysonit und einen merkwürdigen Euklaskristall. aB. 1912, *63.* 53—64; TM. XXXI, H. 4/5.
— (21) R. Neue Mineralien. aB. 1913, *67.* 15—25; TM. XXXII, H. 1/2.
— (22) R. Neue Mineralien. aB. 1914, *70.* 9—15; TM. XXXIII, H. 1/2.
— (23) V. Über Berthierit aus der Umgebung von Cinque valli. B. 1914, *71.* 17—19; TM. XXXIII, H. 4.
— (24) R. Neue Mineralien. aB. 1915, *73.* 41—47; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (25) V. Anzeige einiger Mineralien von Kiirunavaara. aB. 1915, *74.* 66—70; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (26) V. Skolezit aus dem Floitental, eine Berichtigung. B. 1915, *74.* 70; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (27) V. Vorläufige Mitteilung über ein drittes Datolithvorkommen aus dem Fassatale. B. 1915, *74.* 71—72; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (28) V. Strengit von Kiirunavaara — ein Nachtrag — und Diaspor von Gellivara. B. 1916, *78.* 24—28; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (29) R. Neue Mineralien. aB. 1916, *78.* 28—34; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (30) und *F. Becke,* AB. Über den Staurolith. B. 1917, *80.* 67 bzw. 70—71; TM. XXXIV, H. 5/6.
— (31) V. Über die Erythringruppe. T. 1921, *81,* 1; TM. XXXV, H. 1/2.

Koechlin, Rudolf, (32) V. Neue Mineralvorkommen von Ljubija bei Priedor, Bosnien. T. (Jahresbericht für 1917, II.) 1921, *81.* 1; TM. XXXV, H. 1/2.
— (33) V. Turnerit aus dem Floitentale. T. (Jahresbericht für 1918, II.) 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— (34) V. Über die Entstehung und den Inhalt der Baustoffsammlung des Naturhistorischen Hofmuseums. T. 1921, *81.* 3; TM. XXXV, H. 1/2.
— (35) V. Über das ausgestellte Mineral Kupferglanz. KB. 1921, *81.* 5—6; TM. XXXV, H. 1/2.
— (36) V. Über die ausgestellten Manganerze. B. 1921, *81.* 9—12; TM. XXXV, H. 1/2.
— (37) V. Erläuterung der Ausstellung: Mimetesit, Kampylit, Hedyphan. B. 1921, *82.* 19—20; TM. XXXV, H. 3/4.
— (38) E. Erläuterung der Ausstellung: Desmin. B. 1921, *82.* 21—22; TM. XXXV, H. 3/4.
— (39) E. Erläuterung der Ausstellung: Enargit, Luzonit, Famatinit, Zinnkies, Sulvanit. B. 1921, *83.* 25—27; TM. XXXV, H. 5/6.
— (40) E. Erläuterung der Ausstellung: Phosgenit, Thinolith, Northupit. B. 1921, *83.* 33—35; TM. XXXV, H. 5/6.
— (41) E. Erläuterung der Ausstellung: Langit, Herrengrundit, Arnimit, Connellit, Serpierit. B. 1921, *84.* 39—41; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (42) E. Erläuterung der Ausstellung: Vanadinit, Endlichit. B. 1923, *84.* 42 bis 43; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (43) E. Erläuterung der Ausstellung: Chabasitgruppe. B. 1923, *84.* 44—45; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (44) E. Erläuterung der Ausstellung: Molybdänit und Patronit. B. 1924, *85.* 47—48; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (45) E. Erläuterung der Ausstellung: Hemimorphit. B. 1924, *85.* 50—52; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (46) E. Erläuterung der Ausstellung: Zinkit-Periklas. B. 1924, *85.* 52—54; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (47) E. Erläuterung der Ausstellung: Prehnit. B. 1924, *85.* 55—56; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (48) E. Erläuterung der Ausstellung: Klinoklas, Kraurit, Lazulith, Connellit. B. 1925, *86.* 60—62; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (49) Ma. Neue Mineralfunde aus Niederösterreich. (Fluorit von Alland, Baryt von Hetzendorf, Hernals, Hütteldorf; Aragonit von Hochleiten. Antimonit vom Eichberg, Roteisenstein vom Ascher.) aB. 1926, *87.* 4—8; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (50) V. Über Pyrolusit und Polianit. T. 1932, *96.* 76; TM. XXXXIII, H. 1.

Köhler, A., (1) V. Desmin von Gastein. T. 1923, *84.* 45; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (2) V. Mineralfunde aus dem niederösterreichischen Waldviertel. T. 1924, *86.* 57; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (3) V. Graphit in Orthogesteinen des Waldviertels. B. 1926, *88.* 19—20; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (4) Mat. Platinführende Gesteine von Transvaal. KB. 1927, *89.* 10; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (5) V. Neue Ganggesteinsvorkommen aus dem moravischen Grundgebirge Niederösterreichs. B. 1933, *97.* 231—232; TM. XXXXIV, H. 2/3.
— (6) B. Bericht über die Exkursion der Wiener Mineralogischen Gesellschaft ins Kristallin der Umgebung von Persenbeug (am 30. IV. und 1. V. 1933). B. 1933, *98.* 94—96; TM. XXXXV, H. 1.

Köhler, A. (7) und *A. Marchet.* B. Bericht über die Besichtigung der Baugrube für den Großwasserbehälter im Lainzer Tiergarten bei Wien. Petrographischer Teil. B. 1937, *103.* 468—470; TM. IL, H. 6.
— (8) B. Bericht über die Lehrwanderung der Mineralogischen Gesellschaft ins Kristallin des Südrandes der Böhmischen Masse. B. 1939, *105.* 448—450; TM. LI, H. 6.
— (9) V. Die Lumineszenz der Feldspate mit Seltenen Erden. B. 1940, *106.* 273 bis 275; TM. LII, H. 4/5.
Kölbl, L., (1) V. Gföhlergneis. K. B. 1926, *88.* 25; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (2) V. Entstehung der Kaolinlager im niederösterreichischen Waldviertel. T. 1927, *89.* 2; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (3) V. Petrographisch-Geologisches über das Venedigergebiet. B. 1929, *92.* 10—11; TM. XL, H. 3/4.
Kontrus, K., (1) V. Über einige neue und interessante Mineralfunde aus Bleiberg in Kärnten. aB. 1948/49, *111.* 132—135; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.
— (2) V. Neuere Mineralfunde aus dem Ankogelgebiet. B. 1948/49, *111.* 142 bis 143; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.
Krahuletz, Eins. Amethyste aus einem Pegmatitgang bei Eggenburg. KB. 1903, *13.* 29; TM. XXII, H. 3/4.
Kraus, M., V. Über einige alpine Erzlagerstätten. T. 1916, *78.* 21; TM. XXXIV, H. 1/2.
Kreutz, Stephan, (1) V. Über die Ausbildung der Kristallform von Zwillingen von Kalkspat. B. 1905, *25.* 37; TM. XXIV, H. 4.
— (2) Mitt. Pargasit von Grenville, Canada, und von Pargas in Finnland. aB. 1908, *38.* 4—9; TM. XXVII, H. 3.
— (3) V. Über regelmäßige Punktsysteme. B. 1911, *56.* 28—29; TM. XXX, H. 1/2.
Kürschner, K., Mat. Lazulith von der Pretulalpe. KB. 1906, *32.* 51. TM. XXV, H. 6.
Kyrle, G., V. Höhlenkunde und Mineralogie. B. 1934, *99.* 465—466; TM. XXXXV, H. 5/6.
Lasch, H., V. Neue Synthesen in der Feldspatgruppe. B. 1932, *96.* 76—78; TM. XXXXIII, H. 1.
Lawson, R. W., V. Zeitmessung in der Geologie auf Grund der radioaktiven Erscheinungen. T. (Jahresbericht für 1918, II.) 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.
Lechner, Moritz, Mat. Vorlage neuer Funde (zumeist aus Böhmen). 1902, *9.* 60 bis 61; TM. XXII, H. 1.
Leitmeier, Hans, (1) V. Über wasserhaltige Magnesiakarbonate. aB. 1909, *46.* 37—41; TM. XXVIII, H. 5.
— (2) V. Zur Bestimmung der Schmelzpunkte von Silikaten. aB. 1912, *63.* 64—72; TM. XXXI, H. 4/5.
— (3) V. Über eine Meerschaumart von Kraubat. T. 1915, *74.* 49; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (4) V. Der heutige Stand der Dolomitfrage. aB. 1915, *76.* 88—103; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (5) V. Über Pisanit von Lading bei Wolfsberg in Kärnten. aB. 1916, *79.* 37 bis 40; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (6) V. Bergkreiden aus der Umgebung von Ischl. T. 1921, *81.* 3; TM. XXXV, H. 1/2.
— (7) V. Das Goldvorkommen in Polesien. aB. 1927, *89.* 6—10; TM. XXXIX, H. 1/2.

Leitermeier, Hans, (8) V. Unterscheidung von Magnesit und Dolomit. T. 1928, *90.* 1; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (9) V. Über den raschen Nachweis von Phosphorsäure und Schwefel in Mineralien. T. 1929, *92.* 5; TM. XL, H. 3/4.
— (10) V. Das Smaragdvorkommen im Habachtal. aB. 1929, *92.* 11—15; TM. XL, H. 3/4.
— (11) R. Besprechung der Ausstellung: Minerale der Hohen Tauern. B. 1929, *92.* 15—17; TM. XL, H. 3/4.
— (12) V. Einige neue Reaktionen zur Mineralbestimmung. T. 1930, *93.* 21—22; TM. XL, H. 3/4.
— (13) V. Die Mineralien des Habachtales. aB. 1933, *97.* 219—228; TM. XXXXIV, H. 2/3.
— (14) V. Die Hornsteinartefakte von Willendorf in der Wachau. aB. 1933, *98.* 86—91; TM. VL, H. 1.
— (15) V. Eine neue Aragonitreaktion. KB. 1934, *99.* 458; TM. VL, H. 5/6.
— (16) V. Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal in Salzburg. aB. 1935, *100.* 376—382; TM. IIIL, H. 4/5.
— (17) V. Die Baryte vom Kitzbüheler Horn. B. 1935, *100.* 383; TM. IIIL, H. 4/5.
— (18) V. Einige Mineralien und Gesteine aus dem Habachtale. T. 1937 *103.* 461; TM. IL, H. 6.
— (19) V. Altes und Neues aus Predazzo. B. 1947, *110.* 79—81; TM. (3. Folge) *1.* H. 1.
— (20) V. Mineralien des südlichen Venedigergebietes. aB. 1948/49, *111.* 115 bis 122; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.
— (21) V. Vorlage neuerer Mineralfunde aus dem oberen Pinzgau. B. 1948/49, *111.* 140—142; TM. (3. Folge) *2.* H. 1.

Löhr, August v., (1) V. Korund als Edelstein. KB. 1901, *2.* 5; TM. XX, H. 4.
— (2) V. Apparat zur Bestimmung des spezifischen Gewichtes von Edelsteinen u. dgl. (mit Demonstration). aB. 1901, *4.* 21—23; TM. XXI, H. 1.
— (3) Mat. Opal-Tigerauge aus Tasmanien (?). KB. 1902, *7.* 45; TM. XXI, H. 4.
— (4) Mat. Proben eines neuen Spessartinvorkommens von Broken Hill. 1903, *11.* 6; TM. XXII, H. 2.
— (5) Mat. Gipskristalle aus dem Tegel von Mannersdorf. KB. 1904, *17.* 2; TM. XXIII, H. 2.
— (6) Mat. Kupferkiesproben von Klingenthal bei Graslitz. T. 1905, *23.* 20; TM. XXIV, H. 1.
— (7) V. Mitteilungen über die Fundorte von Seisser-Zeolithen. B. 1905, *25.* 35; TM. XXIV, H. 4.
— (8) V. Spezifisch leichte Zirkone (zur Ausstellung Zirkon). B. 1905, *26.* 59; TM. XXV, H. 1/2.
— (9) Mat. Gips von Biedermannsdorf, Topas von Mursinka mit Einschlüssen. B. 1905, *27.* 65—66; TM. XXV, H. 1/3.
— (10) V. Künstliche Rubine. aB. 1906, *32.* 45—47; TM. XXV, H. 6.
— (11) Mat. Minerale, die von Herrn *G. Gasser* aufgefunden wurden. Mitteilungen über die Deutsche Edelsteingesellschaft in Idar. B. 1908, *41.* 45 bis 46; TM. XXVIII, H. 1.
— (12) Mat. Blendekristalle aus Porphyr im Sarntal; farbige Photographien von Mineralen und Präparaten im polarisierten Licht nach dem *Lumière*schen Verfahren. B. 1907, *36.* 46—47; TM. XXVI, H. 5/6.
— (13) Mat. Opal von Siwas (Kleinasien). B. 1910, *50.* 50—51; TM. XXIX, H. 4.
— (14) Mat. Opal von Siwas (Nachtrag). B. 1910, *51.* 60; TM. XXIX, H. 5.

Löhr, August v., (15) Mat. Über neue synthetische Sapphire. B. 1911, *52*. 80—81; TM. XXIX, H. 6.
— (16) Mat. Mitteilungen über das Glimmervorkommen im Ulugurugebirge (Deutsch-Ostafrika). B. 1911, *53*. 5; TM. XXX, H. 1/2.
— (17) V. Mineralvorkommen von Golling. B. 1911, *57*. 34; TM. XXX, H. 3/4.
— (18) V. Verhalten der Edelsteine und Perlen im ultravioletten Lichte. B. 1912, *61*. 35—38; TM. XXXI, H. 1.
Ludwig, Ernst. Lebensbild des berühmten Chemikers, s. *F. Berwerth* (28).
Machatschki, F., (1) V. Grundzüge des Aufbaues der Kristalle. B. 1947, *110*. 76 bis 77; TM. (3. Folge) *1*. H. 1.
— (2) V. Die Vorräte an mineralischen Rohstoffen und ihre Verteilung. KB. 1947, *110*. 78; TM. (3. Folge) *1*. H. 1.
— (3) *V. M. Goldschmidt* gestorben. 1947, *110*. 87—89; TM. (3. Folge) *1*. H. 1.
— (4) V. Kristallchemische Probleme, I.: Epidot. aB. 1947, *110*. 89—92; TM. (3. Folge) *1*. H. 1.
— (5) V. Das wissenschaftliche Werk *V. M. Goldschmidts*. T. 1948/49, *111*. 122; TM. (3. Folge) 2. H. 1.
Marchet, Arthur, (1) V. Amphibolite des Waldviertels. T. (Jahresbericht für 1927, II.) 1921, *81*. 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— (2) V. Über Staurolithkristalle und Zwillinge. T. 1921, *81*. 3; TM. XXXV, H. 1/2.
— (3) V. Eisenspinell im Trappgranulit vom Dunkelsteiner Wald. B. 1921, *83*. 35—36; TM. XXXV, H. 5/6.
— (4) V. Amphibolittypen im niederösterreichischen Waldviertel. T. 1924, *85*. 52; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (5) V. Über die Entstehung der Amphibolite. T. 1925, *86*. 57; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (6) Mat. Neue Mineralfunde aus Niederösterreich. KB. 1926, *87*. 8; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (7) V. Chemismus der Eruptivgesteine von Gleichenberg. T. 1928, *90*. 1; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (8) V. Ein neues Cristobalitvorkommen bei Gleichenberg (Oststeiermark). B. 1930, *94*. 8—9; TM. XXXXI, H. 3/6.
— (9) V. Über vulkanische Tuffe in den Braunkohlen vom Seegraben bei Leoben. B. 1933, *98*. 81—83; TM. XXXXV, H. 1.
Maroscheck, E., V. Untersuchungen über das Grob- und Feingefüge an Massengesteinen (mit besonderer Berücksichtigung des Mauthausener Granites). KB. 1933, *97*. 238; TM. XXXXIV, H. 2/3.
Matejowitz, Johann, Eins. Hyalithe und Eruptivgesteine aus der Gegend von Waltsch. T. 1903, *13*. 29; TM. XXII, H. 3/4.
Mauritz, B., (1) V. Die Basalte des Plattenseegebietes und ihre Mineralien. T. 1938, *104*. 89; TM. L, H. 1.
— (2) V. Die basaltischen Gesteine des ungarischen Beckens und ihre Zeolithmineralien. B. 1943, *109*. 284—286; TM. LV, H. 4/5.
Meier, Otto, V. Geophysikalische Methoden zur Aufsuchung von Minerallagerstätten. KB. 1926, 87. 4; TM. XXXVII, H. 3/6.
Meixner, H., (1) V. Die Minerale des Serpentingebietes von Kraubath in Steiermark. aB. 1937, *103*. 461—465; TM. IL, H. 6.
— (2) V. Neue mineralogische Seltenheiten aus der Ostmark. aB. 1939, *105*. 434—439; TM. LI, H. 6.
— (3) V. Fluoreszenz von Uranmineralien. B. 1940, *106*. 275—277; TM. LII, H. 4/5.

Melion, Josef, Mat. Neues Beryllvorkommen vom Trausnitzberg bei Zöptau. 1902, *8.* 60; TM. XXII, H. 1.

Michel, Hermann, (1) V. Ein neues Zeolithvorkommen im böhmischen Mittelgebirge. aB. 1911, *58.* 44—58; TM. XXX, H. 5/6.

— (2) V. Plagioklase der Meteoriten. aB. 1913, *68.* 43—47; TM. XXXII, H. 1/2.

— (3) V. Künstliche Edelsteine und ihre Unterscheidung von den natürlichen. B. 1914, *71.* 21—23; TM. XXXIII, H. 4.

— (4) V. Der alte Bergbau im Alauntale bei Krems. aB. 1921, *83.* 28—33; TM. XXXV, H. 5/6.

— (5) und *Becke* (48) V. Über die Goldvorkommen in den Hohen Tauern. KB. 1925, *86.* 62; TM. XXXVI, H. 5/6.

— (6) Mat. Neue Mineralfunde aus Niederösterreich. KB. 1926, *87.* 8; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (7) D. Demonstration einer Filterlampe für Edelsteinuntersuchungen. KB. 1926, *87.* 11—12; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (8) Mat. Mineralfunde aus Niederösterreich. B. 1926, *88.* 13—15; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (9) Mat. Blauer Zirkon von Siam. B. 1926, *88.* 15; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (10) V. Die Auswertung der Absorptionsverhältnisse der Edelsteine zu ihrer Bestimmung. B. 1926, *88.* 15—16; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (11) V. Der Meteorstein von Lanzenkirchen und seine Stellung im Systeme der Meteoriten. aB. 1926, *88.* 16—19; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (12) V. Künstliche Edelsteine. aB. 1926, *88.* 22—23; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (13) V. Kuriose (und historische) Stücke aus den Sammlungen der mineralogisch-petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Museums. B. 1928, *90.* 16—19; TM. XXXIX, H. 3/4.

— (14) V. Neuere Edelsteinvorkommen. KB. 1929, *92.* 9—10; TM. XXXX, H. 3/4.

— (15) V. Perlen, ihre Entstehung, Züchtung und Untersuchung. KB. 1937, *102.* 97; TM. IL, H. 1.

— (16) Hofrat *R. Koechlin* zum 75. Geburtstage. aB. 1938, *104.* 81—86; TM. L, H. 1.

— (17) Zum Gedenken an Prof. Dr. *J. E. Hibsch.* aB. 1941, *107.* 67—84; TM. LIII, H. 1/2.

— (18) V. Ringsteine und Dosen aus dem Naturhistorischen Museum in Wien. aB. 1941, *107.* 87—90; TM. LIII, H. 1/2.

— (19) V. Goethe als Geognost im alten Österreich. T. 1947, *110.* 75; TM. (3. Folge) *1.* H. 1.

Mohr, Hans, V. Österreichischer Glimmer und seine wirtschaftliche Bedeutung. T. 1921, *81.* 12; B. 1921, *82.* 23—24; TM. XXXV, H. 3/4.

Morozewicz, J., V. Über Beckelith, ein Cero-Lanthano-Didymo-Silikat von Calcium. aB. 1905, *23.* 1—8; TM. XXIV, H. 1.

Moser, L. Karl, Mitt. Mineralvorkommen des Karstgebietes von Triest. 1902, *6.* 37—40; TM. XXI, H. 3.

Neugebauer, Franz, (1) V. Das Goldbergwerk Schellgaden. aB. 1904, *20.* 45—47; TM. XXIII, H. 4.

— (2) V. Über eine neue chemische Untersuchung des Dognácskaits. aB. 1905, *25.* 37—40; TM. XXIV, H. 4.

Niedzwiedzki, J., V. Über den Mineralbegriff. B. 1915, *76.* 87—88; TM. XXXIII, H. 5/6.

Ohnesorge, Theodor, (1) V. Über Beryllvorkommen in den Hohen Tauern und Cordierit in der Ötztaler Masse. T. 1907, *35.* 25; TM. XXVI, H. 4.

Ohnesorge, Theodor, (2) Mat. Calcitkristalle aus dem Untersulzbachtale. KB. 1911, *54.* 17; TM. XXX, H. 1/2.
— (3) V. Gesteine der sogenannten Brennerschiefergruppe zwischen Zell am Ziller und Zell am See. T. 1911, *55.* 23; TM. XXX, H. 1/2.
— (4) V. Über kontaktmetamorphen Amphibolit von Klausen. Die Gesteine des Patscherkoflgebietes. B. 1912, *60.* 29—32; TM. XXXI, H. 1.
— (5) V. Über die Kupfererzlagerstätten von Kitzbühel. KB. 1925, *86.* 62; TM. XXXVI, H. 5/6.
Pelikan, A., V. Über Analcimbasalte. aB. 1914, *70.* 3—9; TM. XXXIII, H. 1/2.
Perlep, F., V. Korund von Ceylon. T. (Jahresbericht für 1918, II.) 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.
Petraschek, W., (1) V. Über Kupfererzvorkommnisse im Rotliegenden Nordböhmens. T. 1909, *43.* 1; TM. XXVIII, H. 1/2.
— (2) V. Wassergehalt und Verfestigung von Tongesteinen. T. 1927, *89.* 1; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (3) V. Beziehungen zwischen Chemie, Geologie und Petrographie der Kohle. T. 1929, *92.* 18; TM. XXXX, H. 3/4.
— (4) V. Angewandte Kohlenpetrographie. B. 1939, *105.* 444—445; TM. LI, H. 6.
Petrascheck, W. E., V. Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Karpathenländern und Balkaniden. T. 1943, *109.* 293; TM. *LV,* H. 4/5.
Pittioni, R., V. Vom urzeitlichen Kupferbergbau Europas. B. 1935, *100.* 374; TM. XXXXVII, H. 4/5.
Popoff, B., V. Über Strahlungskristallisation. T. 1912, *62.* 42; TM. XXXI, H. 2/3.
Potier des Echelles, O., V. Edelsteine an morgenländischen Waffen und deren Symbolik. KB. 1930, *94.* 5; TM. XXXXI, H. 3/6.
Przibram, H., (1) V. Regenerationsprobleme bei Kristallen. T. (Jahresbericht für 1918, II.) 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— (2) V. Verfärbung und Lumineszenzerscheinungen durch Radiumstrahlen. B. 1923, *84.* 41—42; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (3) V. Zur Frage des blauen Steinsalzes (Einfluß des Druckes auf die Verfärbung durch Becquerelstrahlen). B. 1927, *89.* 5—6; TM. XXXIX, H. 1/2.
— (4) V. Über Rekristallisation. B. 1932, *96.* 70—71; TM. XXXXIII, H. 1.
— (5) V. Über die Fluoreszenz des Fluorites. aB. 1934, *99.* 458—462; TM. XXXXV, H. 5/6.
— (6) V. Bemerkungen über farbiges Steinsalz. KB. 1937, *102.* 89; TM. IL, H. 1.
— (7) V. Über das blaue Steinsalz. aB. 1948/49, *111.* 124—129; TM. (3. Folge) 2. H. 1.
Quensel, P., V. Mineralverband und Paragenese des neuentdeckten Lithiumpegmatites bei Varuträsk, Nordschweden. T. 1942, *108.* 190; TM. LIV, H. 1/3.
Raaz, Fr., (1) V. Über Trachtstudien am Orthoklas. T. 1925, *86.* 57; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (2) V. Über Röntgenanlagen für Kristallstrukturforschung. B. 1930, *93.* 31; TM. XXXX, H. 5/6.
— (3) V. Röntgenographische Strukturuntersuchung und ihre Bedeutung für die Silikattechnik. aB. 1931, *95.* 10—16; TM. XXXXII, H. 1.
— (4) V. Strukturtheorie und Röntgenforschung. aB. 1936, *101.* 281—286; TM. XXXXVIII, H. 3/4.
— (5) V. Die Entwicklung des Trachtproblems bei den Kristallen. aB. 1943, *109.* 293—299; TM. LV, H. 4/5.

Ramdohr, P., V. Erzmikroskopie und Röntgenaufnahme bei der Erkennung der Selbständigkeit von Mineralien. B. 1940, *106*. 269—271; TM. LII, H. 4/5.

Redlich, K. A., (1) Mitt. Sekundäre Kokardenstruktur in den Sideriten von Schädlegg bei Edlach (Niederösterreich). B. 1906, *31*. 42; TM. XXV, H. 5.

— (2) V. Die Genesis der Pinolitmagnesite, Siderite und Ankerite der Ostalpen. aB. 1907, *37*. 53—59; TM. XXVI, H. 5/6.

— (3) V. Neue Beobachtungen über die Entstehung alpiner Erzlagerstätten. T. 1916, *79*. 49; TM. XXXIV, H. 3/4.

Reinhold, Franz, (1) V. Die Vesuveruption im April 1906 (mit Lichtbildern). T. 1906, *32*. 51; TM. XXV, H. 6.

— (2) V. Eine Pseudomorphose von Sillimanit nach Andalusit aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Ein neues Vorkommen von Bergkristall und Kupferkies bei Zwettl im niederösterreichischen Waldviertel. B. 1907, *34*. 18—21; TM. XXVI, H. 3.

— (3) D. Farbige Photographien von Interferenzbildern. KB. 1908, *40*. 42; TM. XXVII, H. 4.

— (4) V. Titanit, Orthit und Apatit von Hohenstein im Kremstale. aB. 1909, *45*. 24—25; TM. XXVIII, H. 4.

— (5) V. Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiete des Manhartsberges (n.-ö. Waldviertel). aB. 1910, *50*. 41—50; TM. XXIX, H. 4.

Rosiwal, A., V. Neuere Untersuchungen über die Härte. B. 1917, *80*. 69—70; TM. XXXIV, H. 5/6.

Rotky, Otto, V. Beobachtungen über die Selbstentzündung von Kohle. KB. 1906, *29*. 22; TM. XXV, H. 4.

Rozsa, M., V. Die Entstehung des Dolomits vom Gesichtspunkte der Sedimentation primären Magnesiumkarbonats. B. 1926, *88*. 30—31; TM. XXXVII, H. 3/6.

Salzer, H., (1) V. Die mineralogischen Forschungsfahrten des Hofmathematikers *J. A. Nagel* in Niederdonau und Steiermark im Jahre 1747. aB. 1939, *105*. 439—443; TM. LI, H. 6.

— (2) V. Die Erzlagerstätten des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika. B. 1939, *105*. 447—448; TM. LI, H. 6.

Sander, Bruno, V. Über einige Gesteinsgefüge. aB. 1915, *76*. 103—113; TM. XXXIII, H. 5/6.

Schadler, J., (1) V. Neue Funde von Phosphatmineralen. B. 1926, *87*. 9; TM. XXXVII, H. 3/6.

— (2) V. Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. aB. 1934, *99*. 466—469; TM. XXXXV, H. 5/6.

Scharitzer, R., V. Über künstliche Eisensulfate. T. 1910, *49*. 35; TM. XXIX, H. 3.

Schiener, A., (1) V. Lievrit von Seriphos. B. 1931, *95*. 8—9; TM. XXXXVII, H. 1.

— (2) V. Erläuterung zur Ausstellung radioaktiver Mineralien. B. 1935, *100*. 383—386; TM. XXXXVII, H. 4/5.

— (3) V. Lumineszierende Mineralien. B. 1935, *100*. 389—391; TM. XXXXVII, H. 4/5.

(4) V. Das Tauerngold. Bericht über sein Vorkommen auf primärer und sekundärer Lagerstätte. B. 1936, *101*. 291—294; TM. XXXXVIII, H. 3/4.

— (5) V. Neuere Mineralfunde aus den Salzburger Alpen. B. 1948/49, *111*. 143 bis 146; TM. (3. Folge) 2. H. 1.

Schroll, E., V. Wulfenit aus Nordtirol und Kärnten. B. 1948/49, *111*. 135—136; TM. (3. Folge) 2. H. 1.

Schumann, H., V. Vorweisung von Amphibol-Garbenschiefern und Mineralen aus dem Ötztale. B. 1927, *89*. 1; TM. XXXIX, H. 1/2.

Sedlacek, M., (1) V. Über die von *Dr. A. Gabriel* aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. KB. 1935, *100.* 400—401; TM. XXXXVII, H. 4/5.
— (2) V. Ein Spessartitgang bei Engabrunn (Niederdonau). aB. 1940, *106.* 278 bis 281; TM. LII, H. 4/5.
Siegl, W., (1) V. Über Tarnowitzit und Plumbocalcit von Tsumeb (Südwestafrika). aB. 1936, *101.* 286—288; TM. III, H. 3/4.
— (2) V. Erzmikroskopische Untersuchungen an Mansfelder Kupferschiefern und ähnlichen Gesteinen. B. 1940, *106.* 268—269; TM. LII, H. 4/5.
Sigmund, A., (1) R. Besprechung der Ausstellung: Niederösterreichische Minerale. B. 1902, *7.* 49—52; TM. XXI, H. 4.
— (2) V. Gesteine des Eruptivgebietes von Gleichenberg (mit Lichtbildern). KB. 1903, *13.* 34; TM. XXII, H. 3/4.
— (3) V. Über einige seltene Minerale in Niederösterreich (Gelbbleierz von Annaberg und von Schwarzenberg bei Türnitz, Vanadinit von Annaberg, „Tigererz" von Schwarzenberg, Antimonfahlerz von Großau bei Reichenau, Wad von Fischau am Steinfeld). aB. 1903, *15.* 52—56; TM. XXII, H. 5.
— (4) V. Erzvorkommen im Riebeckitgranit (Forellenstein) von Gloggnitz (N.-Ö.) und neuere Mineralfunde am steirischen Erzberg. B. 1911, *58.* 41 bis 44; TM. XXX, H. 5/6.
— (5) V. Minerallagerstätten im Tavetsch. T. 1914, *71.* 17; TM. XXXIII, H. 4.
Smekal, A(dolf), (1) V. Kristallbau und Kristallgitter. B. 1928, *90.* 8—9; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (2) V. Kristallbau und Molekülbeweglichkeit (Rekristallisation, Entmischung, mechanisch-chemische Deformation). aB. 1928, *91.* 2—3; TM. XXXIX, H. 5/6.
Sommerfeldt, E., (1) V. Bemerkungen zum Grundgesetz der geometrischen Kristallographie. T. 1905, *24.* 22; TM. XXIV, H. 3.
— (2) V. Eine Verbesserung am Kondensor. KB. 1905, *25.* 43; TM. XXIV, H. 4.
Stark, Michael, (1) V. Zusammenhang des Brechungsexponenten natürlicher Gläser mit ihrem Chemismus. aB. 1904, *21.* 54—68; TM. XXIII, H. 6.
— (2) V. Grünschiefer usw. aus dem Großarl- und Gasteintal. B. 1907, *36.* 39 bis 43; TM. XXVI, H. 5/6.
Steinmetz, H., V. Über Thermolumineszenz. B. 1938, *104.* 87; TM. L, H. 1.
Steuer, Franz, V. Gold- und Silberstrichprobe. aB. 1902, *7.* 46—49; TM. XXI, H. 4.
Stiny, J., (1) V. Gesteinklüftung und Technik. B. 1928, *90.* 1—2; TM. XXXIX, H. 3/4.
— (2) B. Bericht über die Besichtigung der Baugrube für den Großwasserbehälter im Lainzer Tiergarten bei Wien. Geologischer Teil. aB. 1937, *103.* 465—468; TM. IL, H. 6.
— (3) V. Anwendung der Kluftmessung auf Heilquellen. T. 1938, *104.* 87; TM. L, H. 1.
Strunz, Franz, V. Der Stein der Weisen, seine Idee und seine Geschichte. B. 1943, *109.* 299—300; TM. LV, H. 4/5.
Suida, G., V. Ein neuer Lötrohrapparat. aB. 1911, *53.* 2—5; TM. XXX, H. 1/2.
Suida, W., V. Über das Anfärben von Silikaten mit Teerfarbstoffen. B. 1904, *21.* 52—53; TM. XXIII, H. 6.
Tertsch, Hermann, (1) V. Über die Lage der Hämatitschuppen im Oligoklas von Tvedestrand. aB. 1902, *6.* 34—37; TM. XXI, H. 3.
— (2) Mat. Vesuvasche, gefallen in Triest, 19. IV. 1906. T. 1906, *32.* 51; TM. XXV, H. 6.

Tertsch, Hermann, (3) V. Graphit im Dunkelsteiner Wald. B. 1907, *37.* 59—60; TM. XXVI, H. 5/6.
— (4) V. Kristalltrachten des Zinnsteines. B. 1909, *44.* 9—10, TM. XXVIII, H. 3.
— (5) V. Ermittlung der Hauptdoppelbrechung aus einem Achsenschnitt. B. 1911, *52.* 78—80; TM. XXIX, H. 6.
— (6) V. Optische Notizen. 1. Zur Achsenwinkelmessung aus der Hyperbelkrümmung. 1913, *65.* 116—121; TM. XXXI, H. 6.
— (7) V. Mineralogisches aus der Wüste. B. 1915, *73.* 40—41; TM. XXXIII, H. 5/6.
— (8) V. Nachweis von Kristallgitterstrukturen durch Röntgenaufnahmen. KB. 1916, *78.* 24; TM. XXXIV, H. 1/2.
— (9) V. Kristallwachstum. T. (Jahresbericht für 1918, II.) 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— (10) V. Neuere Probleme der röntgenographischen Erschließung von Kristallstrukturen. T. 1921, *81.* 2; TM. XXXV, H. 1/2.
— (11) V. Gesteine der Wachau. T. 1921, *82.* 20; TM. XXXV, H. 3/4.
— (12) V. Analysen von Gesteinen des Dunkelsteiner Waldes. T. 1921, *83.* 27 bis 28; TM. XXXV, H. 5/6.
— (13) V. Neuere Arbeiten über Symmetrie und Aufbau der Gitterbausteine. T. 1924, *85.* 47; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (14) V. Wachstums- und Auflösungsprobleme. T. 1925, *86.* 60; TM. XXXVI, H. 5/6.
— (15) V. Bedeutung der Braggschen Pyritstruktur. B. 1926, *87.* 11; TM. XXXVII, H. 3/6.
— (16) V. Raumerfüllung in Kristallgittern. T. 1929, *92.* 10; TM. XXXX, H. 3/4.
— (17) V. Die Verbreitung der Spaltbarkeit unter den Mineralen und erste Messungsversuche. aB. 1930, *93.* 33—34; TM. XXXX, H. 5/6.
— (18) V. Der Spaltungsvorgang; Folgerungen aus den Spaltversuchen am Steinsalz. KB. 1932, *96.* 82; TM. XXXXIII, H. 1.
— (19) V. Neue Schleifhärtenversuche. B. 1935, *100.* 393; TM. XXXXVII, H. 4/5.
— (20) Zur Erinnerung an unser Ehrenmitglied *Rudolf Koechlin.* 1939, *105.* 427—428; TM. LI, H. 6.
— (21) V. Mineralogisches zum Atombau. aB. 1941, *107.* 84—87; TM. LIII, H. 1/2.
— (22) V. Neueres zur Feldspatfrage. B. 1943, *109.* 290—293; TM. LV, H. 4/5.
Tschermak, Gustav, (1) V. Korund in Schmirgellagerstätten. KB. 1901, *2.* 6; TM. XX, H. 4.
— (2) V. Turmalin und seine gewöhnliche Umwandlung. T. 1901, *3.* 11, s. Artikel in TM. XXI, H. 1.
— (3) Erl. Erläuterung der Ausstellung: Gold. B. 1901, *5.* 30. TM. XXI, H. 2.
(4) Erl. Meteoreisen von Mukerop. KB. 1902, *6.* 33; TM. XXI, H. 3.
— (5) V. Die Salze der Karlsbader Therme. aB. 1902, *9.* 61—64; TM. XXII, H. 1.
— (6) Erl. Erläuterung der Ausstellung: Quarz mit fremden Einschlüssen. aB. 1903, *11.* 9—14; TM. XXII, H. 2.
— (7) V. Eine Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Kristallform. T. 1903, *13.* 30; TM. XXII, H. 3/4.
— (8) V. Über die Ableitung der Kristallisationsgesetze. KB. 1904, *19.* 39; TM. XXIII, H. 3.
— (9) V. Über Zeolithe. T. 1905, *25.* 36; TM. XXIV, H. 4.

Tschermak, Gustav, (10) V. Über die Klassifikation der Silikate. T. 1906, *29*. 23; TM. XXV, H. 4.
— (11) V. Zusammensetzung, Struktur und Wesen der Meteoriten. T. 1907, *35*. 25; TM. XXVI, H. 4.
— (12) Trauerfeier der Wiener Universität am 25. II. 1927, s. *F. Becke* (54). KB. 1928, *90*. 20; TM. XXXIX, H. 3/4.
Tschermak-Seysenegg, A., V. Über elektrische Erscheinungen beim Kristallisieren. B. 1931, *95*. 7; TM. XXXXII, H. 1.
Varges, V. Edelsteingewinnung auf Ceylon (mit Lichtbildern). Mat. Opalstufen von White Cliff, Australien. T. 1902, *9*. 64. TM. XXII, H. 1.
Wachter, F., Mat. Rutil aus dem Rellstal (Montafon). KB. 1905, *27*. 66. TM. XXV, H. 1/3.
Waldmann, L., (1) V. Über die Glimmerschieferzone Südböhmens. B. 1932, *96*. 89—91; TM. XXXXIII, H. 1.
— (2) V. Bemerkenswerte Gesteine aus dem Gebiete des Kartenblattes Drosendorf. B. 1933, *98*. 91—92; TM. XXXXV, H. 1.
— (3) V. Pumpellyit aus Steiermark und Finnisch Lappland. B. 1933, *98*. 92 bis 93; TM. XXXXV, H. 1.
— (4) V. Neue Vorkommen von Alkaligesteinen im niederösterreichischen Waldviertel. aB. 1937, *102*. 90—93; TM. IL, H. 1.
— (5) B. Bericht über die Lehrwanderung auf den Jauerling (am 6. VI. 1937). B. 1937, *103*. 471; TM. IL, H. 6.
— (6) V. Das Grundgebirge im Waldviertel. T. 1947, *110*. 75; TM. (3. Folge) *1*. H. 1.
Wegscheider, R., V. Über Sodamineralien. T. 1911, *57*. 34; TM. XXX, H. 3/4.
Weinschenk, Eins. Ein neues manganhaltiges Diopsidvorkommen von Morawitza, Banat. T. 1903, *13*. 34. TM. XXII, H. 3/4.
Weiss, L., V. Neue Mineralfunde aus dem Habachtal. aB. 1936, *101*. 289—291; TM. XXXXVIII, H. 3/4.
Wieseneder, H., (1) V. Petrographische Untersuchungen im Wechselgebiete. T. 1932, *96*. 82; TM. XXXXIII, H. 1.
— (2) V. Zur Kenntnis der alpinen Eklogite. B. 1934, *99*. 469—471; TM. XXXXV, H. 5/6.
— (3) V. Petrographische Probleme in den Niederen Tauern. B. 1935, *100*. 391 bis 392; TM. XXXXVII, H. 4/5.
— (4) V. Wege und Ziele der mineralogischen Sedimentuntersuchung. aB. 1943, *109*. 287—290; TM. LV, H. 4/5.
Winkler, A., V. Über sedimentpetrographische Studien in den Südalpen. T. 1927, *89*. 4; TM. XXXIX, H. 1/2.
Woletz, G., V. Schwerminerale in Sanden des Kampflusses; ein Beitrag zur Forschung der Grundlagen der Schwermineralbestimmung bei Flußsedimenten. B. 1942, *108*. 182—184; TM. LIV, H. 1/3.
Zemann, J., V. Neuere Anschauungen vom Aufbau der Erde. B. 1947, *110*. 81 bis 82; TM. (3. Folge) *1*. H. 1.
Zirkl, E. J., V. Über den Melaphyr von Hallstatt. B. 1948/49, *111*. 122—124; TM. (3. Folge) *2*. H. 1.

Sach- und Ortsverzeichnis.

A

Absorptionsverhältnisse der Edelsteine, Auswertung zu ihrer Bestimmung. *H. Michel* (10).

Achselalpe im Hollersbachtal (Salzburg), Die Blei-Zink-Vorkommen. *H. Leitmeier* (16).

Achselalpe im Hollersbachtal (Salzburg), Vorkommen von Fluorit. S. *A. Himmelbauer* (7).

Achselwinkelmessung aus der Hyperbelkrümmung. S. *H. Tertsch* (6).

Achselwinkelmessung (neue Methode). S. *F. Becke* (17).

Adular. **A.** B. 1910, *48.* 21—23; TM. XXIX, H. 1/2.

Alauntal bei Krems, N.-Ö., alte Bergbaue. S. *H. Michel* (4).

Albit von Schlaggenwald (Verwechslung mit Albit, Zwillinge). S. *F. Focke* (2).

Alkaligesteine im niederösterreichischen Waldviertel, neue Vorkommen. *L. Waldmann* (4).

Alkali-Pyroxene. **A.** B. 1906, *29.* 22—23; TM. XXV, H. 4.

Amalgam und Kerargyritgruppe. **A.** B. 1912, *63.* 72—73; TM. XXXI, H. 4/5.

Amorphe Mineralkörper, Umwandlung in kristalline. S. *C. Doelter* (5).

Amphibol-Garbenschiefer aus dem Ötztale. S. *H. Schumann.*

Amphibolit, Kontaktmetamorph, von Klausen, Südtirol. S. *Th. Ohnesorge* (4).

Analcim. **A.** B. 1912, *64.* 88—89; TM. XXXI, H. 4/5.

Analcim-Basalte. S. *A. Pelikan.*

Minerale der Andalusitgruppe. **A.** B. 1907, *34.* 22—23; TM. XXVI, H. 3.

Andesitauswürfling des Mt. Pelée. S. *F. Berwerth* (7).

Anfärben von Silikaten mit Teerfarbstoffen. S. *W. Suida.*

Anglesit, Krokoit, Wulfenit. **A.** B. 1910, *50.* 52—54; TM. XXIX, H. 4.

Anhydrit. **A.** B. 1913, *65.* 121—122; TM. XXXI, H. 6.

Ankogelgebiet, neuere Mineralfunde. S. *K. Kontrus* (2).

Anthophyllit und Anomit von Dürnstein. S. *Becke* (2).

Antimonfahlerz aus der Großau bei Reichenau (Südostfuß der Rax, N.-Ö.). S. *A. Sigmund* (3).

Apatit. **A.** aB. 1903, *15.* 56—58; TM. XXII, H. 5.

Apatit. **A.** B. 1929, *92.* 17; TM. XXXX, H. 3/4.

Apatit vom Eichberg am Semmering, N.-Ö. S. *A. Himmelbauer* (6).

Apatit aus der Floite (Zillertal, Tirol). S. *F. Becke* (15).

Apatitvorkommen, Alpine. **A.** B. 1932, *96.* 75—76; TM. XXXXIII, H. 1.

Apophyllit. **A.** B. 1913, *66.* 9—10; TM. XXXII, H. 1/2.

Apophyllit (Chromocyklit) von Radzein im böhmischen Mittelgebirge. S. *F. Cornu* (5).

Aragonit. **A.** B. 1913, *67.* 25—26; TM. XXXII, H. 1/2.

Aragonit von Rohitsch-Sauerbrunn. S. *J. Dreger.*

Aragonitreaktion, neue. *H. Leitmeier* (15).

Argentit. **A.** B. 1911, *56.* 29; TM. XXX, H. 1/2.

Arsen, Allemontit, Antimon, Wismut. **A.** B. 1916, *79.* 46—47; TM. XXXIV, H. 1/2.

Arsen- und Schwefelarsenkiese. **A.** B. 1908, *39.* 25—27; TM. XXVII, H. 3.

Aspang. **A.**

a) Besichtigung des Weißerde-Werkes. B. 1902. *8.* 58; TM. XXI, H. 5.

b) Glimmerschiefer des Feistritzgrabens, Albitgneis und Chloritgneis in der gr. Klause. B. 1910, *50.* 53; TM. XXIX, H. 4.

Atakamitgruppe. **A.** B. 1915, *74.* 49—50; TM. XXXIII, H. 5/6.

Atombau, Mineralogisches zum. *H. Tertsch* (21).

Aufbau der Erde, Neuere Anschauungen. S. *J. Zemann.*

Aufbau der Kristalle, Grundzüge des. S. *F. Machatschki* (1).

Auslöschung, Bestimmung der charakteristischen Auslöschung cγ auf 010 aus cγ'. S. *H. Tertsch* (6).
Axinit. **A.** B. 1907, *35.* 25—26; TM. XXVI, H. 4.
Axinit aus dem Taffatale bei Horn, N.-Ö. S. *A. Himmelbauer* (7).
Azurit. **A.** B. 1912, *60.* 33—34; TM. XXXI, H. 1.

B

Baryt I. (Vorkommen in Österreich-Ungarn). **A.** B. 1913, *69.* 50—51; TM. XXXII, H. 6.
Baryt II. (Ausländische Vorkommnisse). **A.** B. 1913, *69.* 52—54; TM. XXXII, H. 6.
Baryt von Hetzendorf, Hernals und Hütteldorf (Wien). S. *R. Koechlin* (49).
Baryte vom Kitzbüheler Horn (Tirol). S. *H. Leitmeier* (17).
Basaltische Gesteine des ungarischen Beckens und ihre Zeolithmineralien. S. *B. Mauritz* (2).
Bastnäsit und Tysonit aus Madagaskar. S. *R. Koechlin* (20).
Bauxitlagerstätte von Gánt in Ungarn. S. *E. Dittler* (11).
Beckelith (Analyse usw.). S. *J. Morozewicz.*
Benitoit, Untersuchungen über die Kristallklasse. S. *C. Hlawatsch* (2).
Bergkristall und Kupferkies bei Zwettl im niederösterreichischen Waldviertel. S. *F. Reinhold* (2).
Berthierit von Cinque valli. S. *R. Koechlin* (23).
Beryll. **A.** aB. 1903, *13.* 31—33; TM. XXII, H. 3/4.
Beryll, insbesondere das neue Beryllvorkommen von Teregova in Rumänien. **A.** B. 1930, *94.* 5; TM. XXXXI, H. 3/6.
Beryllvorkommen aus Teregova in Rumänien, Analyse des Berylls. S. *E. Dittler* (12).
Bestimmung kleinster Wasser- und Kohlensäuremengen in Silikaten, neue Methode. S. *H. Hueber.*
Binnental (Schweiz), Mineralien aus dem. **A.** S. *R. Koechlin* (9).
Blausalz, Art des Vorkommens. S. *R. Görgey* (6).
Bleiberg in Kärnten, neue und interessante Mineralfunde. *K. Kontrus* (1).
Bleiglanz. **A.** B. 1910, *51.* 60—62; TM. XXIX, H. 5.
Bleiglanz, künstlicher, 1. aus alten Röstöfen der Hütte bei Přibram *(R. Grund).* KB. 1910, *49.* 38; TM. XXIX, H. 3. 2. aus der Hütte von Miss, Kärnten *(A. Himmelbauer).* KB. 1910, *50.* 50; TM. XXIX, H. 4.
Böhmische Masse, Kristallin am Südrand. Bericht über eine Lehrwanderung. S. *A. Köhler* (8).
Böhmisches Mittelgebirge, Minerale des. **A.** KB. 1929, *92.* 10; TM. XXXX, H. 3/4.
Borate. **A.** B. 1907, *37.* 61—62; TM. XXVI, H. 5/6.
Bournonit. **A.** B. 1914, *70.* 16; TM. XXXIII, H. 1/2.
Braunit von Miguel Burnier (Brasilien), krist. Untersuchung. S. *R. Koechlin* (15).
Brechungsexponenten natürlicher Gläser (Zusammenhang mit ihrem Chemismus). S. *M. Stark* (1).

C

Calcit. **A.** KB. 1904, *20.* 47; TM. XXIII, H. 4.
Calcit vom oberen Klammtunnel der Tauernbahn. S. *F. Becke* (7).
Calcitkristalle von Katharinenberg (Erzgebirge). S. *J. E. Hibsch* (1).
Carbonate, Rhomboedrische (ohne Dolomit und Kalkspat). **A.** B. 1908, *42.* 67—69; TM. XXVIII, H. 1/2.
Cerussit. **A.** B. 1910, *49.* 38—39; TM. XXIX, H. 3.
Cerussit von Tsumeb, seltene Zwillingsbildung am. S. *R. Bauer.*
Chabasitgruppe. **A.** S. *R. Koechlin* (43).
Chabasit von Zöptau (mit Desmin). Mat. durch Hüttenmeister Nickmann. 1905. *26.* 59; TM. XXV, H. 1/2.
Chrysoberyll. **A.** B. 1904, *18.* 37; TM. XXIII, H. 2.
Coelestin. **A.** B. 1909, *44.* 14—15; TM. XXVIII, H. 3.
Coelestin von Häring (Tirol). S. *R. Koechlin* (10).

Cristobalitvorkommen, neues, bei Gleichenberg (Steiermark). S. *A. Marchet* (8).

Cuprit. **A.** B. 1916, *78.* 20—21; TM. XXXIV, H. 1/2.

D

Dampfdruck. Einfluß auf das Volumen der Gesteine. S. *L. Jesser* (2).

Datolith, Homilit. **A.** B. 1915, *74.* 72—74; TM. XXXIII, H. 5/6.

Datolith-Vorkommen aus dem Fassatale. S. *R. Koechlin* (27).

Desmin. **A.** B. 1921, *82.* 21—22. S. *R. Koechlin* (38).

Diamant, Verhalten bei hoher Temperatur. S. *C. Doelter* (8).

Diamant, Graphit usw. **A.** B. 1904, *22.* 76—78; TM. XXIV, H. 1.

Diaphtorese, Beispiele aus dem ostalpinen Kristallin. S. *A. Kieslinger* (2).

Diaphthorite (als Ergebnis rückschreitender Metamorphose). S. *F. Becke* (26).

Diaspor von Gellivara (Schweden). S. *R. Koechlin* (28).

Diaspor, Manganit, Göthit. **A.** B. 1916, *78.* 23; TM. XXXIV, H. 1/2.

Dioptas, Chrysokolla. **A.** B. 1916, *78.* 34; TM. XXXIV, H. 1/2.

Dispersion der Doppelbrechung (Bestimmung mit dem Kompensator von Babinet). S. *F. Becke* (12).

Dispersionserscheinungen an Interferenzbildern; Graustellung und Farbstellung. S. *F. Becke* (43).

Distler, Sammlung Dr. Friedrich Freiherr von. **A.** I. Teil, 1933, *97.* 229; II. Teil, 1933, *97.* 232—233; III. Teil, 1933, *97.* 238—240; TM. XXXXIV, H. 2/3.

Dognácskait. Analyse aus dem Laboratorium Prof. Pohl. B. 1904, *22.* 75—76; TM. XXIV, H. 1.

Dognácskait (chemische Untersuchung, neue Analyse). S. *F. Neugebauer* (2).

Dolomit. **A.** B. 1908, *41.* 47—48; TM. XXVIII, H. 1.

Dolomitbildung, Über die freie Energie bei der. S. *F. Halla.*

Dolomitfrage, Der heutige Stand der. S. *H. Leitmeier* (4).

Dolomitzwilling aus dem Binnental. S. *F. Becke* (10).

Doppelbachgraben im Kamptal, N.-Ö. Exkursionsbeschreibung. 1907, *35.* 38; TM. XXVI, H. 4.

Doppelsulfate (Kristalltracht). S. *H. Gerhart* (1).

Dünnschliffe von Gesteinen, Entwicklung der Technik. S. *F. Berwerth* (19).

Dürnstein in der Wachau, N.-Ö. **E.** aB. 1903, *14.* 44—46; TM. XXII, H. 5.

Dufrenit von Kiirunavaara (Schweden). S. *R. Koechlin* (25).

Dumortierit von Melk, N.-Ö. S. *C. Hlawatsch* (4).

E

Edelsteine, Künstliche. **A.** S. *H. Michel* (12).

Edelsteinvorkommen, Neuere. **A.** B. 1911, *57.* 34—35; TM. XXX, H. 3/4.

Edelsteinvorkommen, Neuere. **A.** S. *H. Michel* (14).

Eggenburg-Rosenburg, Exkursion nach. Eggenburger Tertiär (Führer *F. X. Schaffer*), Kristalline Schiefer (Führer *F. Becke*). **E.** KB. 1912, *62.* 41—42; TM. XXXI, H. 2/3.

Eichberg bei Gloggnitz, N.-Ö. (Magnesitbruch). **E.** B. 1903, *14.* 46; TM. XXII. H. 5.

Eisenkappel und Umgebung, Minerale von. **A.** B. 1930, *93.* 21; TM. XXXX. H. 5/6.

Eisen-Kohlenstofflegierungen. S. *H. v. Jüptner.*

Eisenkristall aus dem Meteorstein von Laborel. S. *F. Berwerth* (10).

Eisenkristalle von der Poldihütte in Kladno. S. *F. Berwerth* (26).

Eisenspinell im Trappgranulit vom Dunkelsteinerwald, N.-Ö. S. *A. Marchet* (3).

Eisen-Kontaktminerale. **A.** B. 1931, *95.* 10; TM. XXXXII, H. 1.

Eklogite, Zur Kenntnis der alpinen. *H. Wieseneder* (2).

Elba, neue Mineralvorkommen. S. *R. v. Görgey* (1).

Elektrische Erscheinungen beim Kristallisieren. S. *A. Tschermak-Seysenegg.*

Eleonorit von Kiirunavaara (Schweden). S. *R. Koechlin* (25).
Enargit, Luzonit, Famatinit, Zinnkies, Sulvanit. **A.** S. *Koechlin* (39).
Eozoon. S. *E. v. Klepsch.*
Epidot, Kristallchemische Probleme I. S. *F. Machatschki* (4).
Epidotgruppe. **A.** B. 1906, *29.* 24—26. TM. XXV, H. 4.
Erzberg bei Eisenerz. **E.** B. 1901, *2.* 8—9; TM. XX, H. 4.
Erzberg, steirischer, neue Mineralfunde. S. *A. Sigmund* (4).
Erzmikroskopie und Röntgenaufnahme bei der Erkennung der Selbständigkeit von Mineralien. S. *P. Ramdohr.*
Euklas (Vorkommen in Österreich, Physiographie). S. *R. Koechlin* (11).
Euklas, hellgelb, von merkwürdiger Ausbildung. S. *R. Koechlin* (20).
Eukrit von Peramiho (Deutsch-Ostafrika). S. *F. Berwerth* (6).
Exotische (kristallinische) Gesteinsgerölle im eocänen Flysch des Wienerwaldes. S. *F. Berwerth* (11).

F

Färöer Inselgruppe, Geologie — Mineralschätze. S. *F. Cornu* (11).
Färöer, Minerale (Zeolithe). **A.** B. 1908, *38.* 10—11; TM. XXVII, H. 3.
Fahlerz. **A.** B. 1914, *71.* 20—21; TM. XXXIII, H. 4.
Farbaufnahmen, mikrophotographische, im polarisierten Licht. S. *H. Hinterberger.*
Fasersalz, Art des Vorkommens. S. *R. Görgey* (6).
Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern. S. *Chr. Exner* (2).
Feldspatfrage, Neueres zur. S. *H. Tertsch* (22).
Feldspate mit Seltenen Erden, Lumineszenz. S. *A. Köhler* (9).
Fließende und flüssige Kristalle *(O. Lehmann)* kurze Erläuterung durch *F. Becke.* 1907, *36.* 50; TM. XXVI, H. 5/6.
Flinzgraphit, Aufbereitung. S. *O. Brunnbauer.*
Fluoreszenz des Fluorites. S. *K. Przibram* (5).
Fluoreszenzmikroskop, nach *Haitinger-Reichert.* S. *M. Haitinger.*
Fluoreszenz von Uranmineralen. S. *H. Meixner* (3).
Fluorit. **A.** B. 1909, *45.* 26—28; TM. XXVIII, H. 4.
Fluorit von der Achselalpe im Hollersbachtal, Salzburg. S. *A. Himmelbauer* (7).
Fluorit von Alland, N.-Ö. S. *R. Koechlin* (49).
Flußspat. **A.** B. 1930, *93.* 23—24; TM. XXXX, H. 5,6.
Forellenstein (Riebeckitgneis) bei Gloggnitz, N.-Ö. **E.** B. 1903, *14.* 46; TM. XXII, H. 5.

G

Ganggesteinsvorkommen, neue, aus dem moravischen Grundgebirge Niederösterreichs. S. *A. Köhler* (5).
Minerale des Gasteinertales **A.** B. 1903, *14.* 42—44; TM. XXII, H. 5.
Gefügeuntersuchungen an Massengesteinen, besonders am Mauthausener Granit. S. *E. Maroscheck.*
Gelbbleierz von Annaberg und Türnitz, N.-Ö. S. *A. Sigmund* (3).
Gelbbleierz vom Schwarzenberg bei Türnitz, N.-Ö. S. *A. Sigmund* (3).
Gelbbleierz aus Kärnten. S. *A. Himmelbauer* (1).
Geochemische Forschungen des Auslandes, neue. S. *H. Haberlandt* (8).
Gesteine aus den Hohen Tauern. **A.** S. *Kober* (2).
Gesteinsgefüge, Erläuterung von Dünnschliffen. S. *B. Sander.*
Gesteinsklüftung und Technik S. *J. Stiny* (1).
Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern, Neuere Erfahrungen. S. *H. P. Cornelius* (2).
Gips im Ahrntal (aus der Schieferhülle der Hohen Tauern). S. *F. Becke* (32).
Gläser natürliche, Zusammenhang der Brechungsexponenten mit ihrem Chemismus. S. *M. Stark* (1).

Gläser, Natürliche und künstliche. **A.** B. 1911, *54.* 17; TM. XXX, H. 1/2.
Gleichenberg (Steiermark). **E.** B. 1903, *14.* 47; TM. XXII, H. 5.
Gleichenberg (chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine). S. *F. Becke* (13).
Glimmer, technisch wertvoller in Österreich. S. *H. Mohr.*
Glimmergruppe. **A.** B. 1911, *53.* 5—7; TM. XXX, H. 1/2.
Glimmerschieferzone Südböhmens, Über die. S. *L. Waldmann* (1).
Glimmerzeolithgruppe. S. *F. Cornu* (10).
Gloggnitz und Payerbach, Exkursion nach (Forellenstein, Magnesit vom Eichberg, Spateisenerz, Grillenberg). **E.** B. 1909, *46.* 29; TM. XXVIII, H. 5.
Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern, Das. S. *Ch. Exner* (1).
Gold. **A.** S. *Becke* (4) und *Tschermak* (3).
Gold- und Silberstrichprobe. S. *F. Steuer.*
Goldvorkommen in Polesien. S. *H. Leitmeier* (7).
Granat. **A.** B. 1903, *13.* 35—36; TM. XXII, H. 3/4.
Granulitfrage. Deutungsversuche von *F. E. Suess* und *F. Becke.* 1921, *83.* 27—28; TM. XXXV, H. 5/6.
Graphit im Dunkelsteiner Wald, N.-Ö. S. *H. Tertsch* (3).
Graphit in Orthogesteinen des Waldviertels. S. *A. Köhler* (3).
Graphit im niederösterreichischen Waldviertel. S. *F. Becke* (38).
Graz, Exkursion nach. Besichtigung des Forellensteines von Gloggnitz, Magnesit des Gottschakogels, Mineralogische Sammlung des Joanneums, Gleichenberg, Kapfenstein. **E.** aB. 1903, *14.* 46—48; TM. XXII, H. 5.
Greenockit, Wurtzit und Pyrrhotin. **A.** B. 1916, *79.* 55—56; TM. XXXIV, H. 3/4.
Grünschiefer usw. aus dem Großarl- und Gasteintal. S. *M. Stark* (2).
Gipsbergwerk in der Vorderbrühl (bei Mödling). **E.** S. *A. Himmelbauer* (25).
Gips von Bochnia (Galizien). S. *F. Becke* (19).
Gipszwillinge von Bochnia. S. *F. Becke* (22).
Gyrolith (Physiographie usw.). S. *F. Cornu* (10).
Gyrolith vom Workotsch bei Aussig. S. *A. Himmelbauer* (6).

H

Haarsalz, Art des Vorkommens. S. *R. Görgey* (6).
Habachtal in Salzburg, Mineralien. S. *H. Leitmeier* (13).
Habachtal (Salzburg), neue Mineralfunde. S. *L. Weiss.*
Hämatit. **A.** B. 1915, *75.* 84—85; TM. XXXIII, H. 5/6.
Hämatitschuppen (ihre Lage im Oligoklas von Tvedestrand). S. *H. Tertsch* (1).
Härte, Untersuchungen über die. S. *A. Rosiwal.*
Halitgesteine, Art des Vorkommens. S. *R. Görgey* (6).
Hall in Tirol, Über den Salzbergbau von. S. *A. Himmelbauer* (14).
Hallstatt, Oberösterreich, Melaphyr von. S. *E. J. Zirkl.*
Harz und exotische Gerölle aus dem Flysch von Greifenstein. **A.** S. *A. Himmelbauer* (15).
Hauptdoppelbrechung, Ermittlung aus einem Achsenschnitt. S. *H. Tertsch* (5).
Hausmannit von Miguel Burnier (Brasilien), krist. Untersuchung. S. *R. Koechlin* (15).
Hemimorphit. **A.** S. *R. Koechlin* (45).
Herderit. **A.** B. 1924, *85.* 54; TM. XXXVI. H. 5/6.
Hereroland, Deutsch-Südwestafrika, Mineralien. S. *H. Haberlandt* (5).
Hibschit, ein neues Kontaktmineral. S. *F. Cornu* (6).
Höhlenkunde und Mineralogie. S. *G. Kyrle.*
Hohenstein im Kremstale, N.-Ö. (Mineralien). S. *F. Reinhold* (4).
Hohe Tauern, Minerale. **A.** S. *H. Leitmeier* (11).
Hohe Tauern, einige interessante Mineralfunde. S. *H. Haberlandt* (2).
Hohe Tauern. Vorlage von Gesteinen als Beweis für stratigraphische und tektonische Gliederungen. S. *L. Kober* (2).

Hohe Tauern, Das Gneisproblem in den östlichen. S. *Ch. Exner* (1).
Hohe Tauern, östliche, Feldspatausbildung in den Gesteinen. S. *Chr. Exner* (2).
Hohe Tauern, Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose. S. *H. P. Cornelius* (2).
Hornsteinartefakte von Willendorf in der Wachau, N.-Ö. S. *H. Leitmeier* (14).
Humitgruppe. **A.** B. 1911, *58.* 60; TM. XXX, H. 5/6.
Hydrogele in der Natur, Verbreitung. S. *F. Cornu* (12).

I

Idiophane Achsenbilder (Absorptionsbüschel), elementare Erklärung. S. *F. Becke* (27).
Intrusivgesteine der Ostalpen. S. *F. Becke* (31).

J

Jadeit (Kulturgeschichte; Vorkommen, Eigenschaften). S. *F. Berwerth* (8).
Jauerling in der Wachau, N.-Ö., Lehrwanderung auf den. **E.** S. *L. Waldmann* (5).

K

Kalisalzlagerstätten, Minerale tertiärer. S. *R. Görgey* (4).
Kalkspat-Zwillinge (Veränderung der Kristallform). S. *St. Kreutz* (1).
Kalkspatzwilling nach (110) vom Marienberg bei Aussig. S. *F. Becke* (34).
Kalusz in Ostgalizien, Salze von. S. *R. Koechlin* (2).
Kamptal, N.-Ö., neue Mineralfunde. S. *G. Firtsch* (1).
Kapdiamant, zonar gebaut, aus der Wesseltongrube. S. *F. Berwerth* (12).
Kapfenstein (Steiermark). **E.** B. 1903, *14.* 48; TM. XXII, H. 5.
Kärnten, Kristallinische Schiefer und Massengesteine aus. S. *H. Graber* (5).
Kamptal (Doppelbachgraben), Exkursion in das. **E.** KB. 1907, *35.* 38; TM. XXVI, H. 4.
Karlsbader Therme, Salze der. S. *G. Tschermak* (5).
Karstgebiet von Triest (Mineralvorkommen). S. *L. K. Moser.*
Kiese I. Pyrit und Markasit. **A.** B. 1908, *38.* 13—15; TM. XXVII, H. 3.
Kiirunavaara (Schweden), Mineralien von. S. *R. Koechlin* (25).
Klinoklas, Kraurit, Lazulith, Connellit. **A.** S. *R. Koechlin* (48).
Kobalt- und Nickelarsenide, Konstitution natürlicher. S. *C. Doelter* (20).
Koechlin, R., Lebensbild zum 75. Geburtstage. S. *H. Michel* (16).
Königswart (Böhmen), neue Mineralvorkommnisse. S. *R. Koechlin* (17, 19).
Kohlenpetrographie, Angewandte. S. *W. Petraschek* (4).
Kokardenstruktur, Sekundäre, in den Sideriten von Schädlegg bei Edlach. N.-Ö. S. *A. Redlich* (1).
Kolloidreaktionen der Zementerhärtung. S. *L. Jesser* (4).
Kontaktminerale. **A.** KB. 1929, *92.* 4—5; TM. XXXX, H. 3/4.
Korund als Edelstein. S. *Löhr* (1), *Berwerth* (1), *Becke* (1), *Tschermak* (1).
Kraubath in Steiermark, Minerale des Serpentingebietes von. S. *H. Meixner* (1).
Kraubath, Exkursion nach. Serpentin in der Gulsen, Magnesit im Sommergraben, Chromit im Wintergraben. **E.** KB. 1910, *50.* 54; TM. XXIX, H. 4.
Krems (am Eingang in die Wachau, N.-Ö.). **E.** aB. 1903, *14.* 44—46; TM. XXII, H. 5.
Kristallbau und Kristallgitter. S. *A. Smekal* (1).
Kristallbau und Molekülbeweglichkeit (Rekristallisation, Entmischung, mechanisch-chemische Deformation). S. *A. Smekal* (2).
Kristalline Schiefer der Alpen. S. *F. Becke* (6).
Kristiania, Mineralogisches und Petrographisches aus dem Eruptivgebiete von. S. *F. Becke* (42).
Künstliche Edelsteine. Überblick über deren Herstellung und ihre Eigenschaften. S. *H. Michel* (12).
Künstliche Edelsteine und ihre Unterscheidung von den natürlichen. S. *H. Michel* (3).

Kugeldruckprobe an Gesteinen. S. *A. Kieslinger* (3).
Kuriose (und historische) Stücke aus den mineralog.-petrograph. Sammlungen des Naturhistorischen Museums. S. *H. Michel* (13).
Kuriositäten, Mineralogische. Definition und Beispiele. S. *A. Himmelbauer* (19).
Kryolithgruppe. **A.** B. 1917, *80.* 57—58; TM. XXXIV, H. 5/6.
Kupfer. **A.** aB. 1902, *10.* 68—70; TM. XXII, H. 1.
Kupferkiesgruppe. **A.** B. 1908, *40.* 42; TM. XXVII, H. 4.

L

Lainzer Tiergarten, Geologie und die Petrographie der Eruptivgesteine. S. *J. Stiny* (2), *A. Köhler* (7).
Langit, Herrengrundit, Arnimit, Connellit, Serpierit. **A.** S. *R. Koechlin* (41).
Leitfähigkeit der Silikatschmelzen. S. *C. Doelter* (3).
Lievrit von Seriphos (Griechenland, Kykladen). S. *A. Schiener* (1).
Linz, Wandertagung in. **E.** B. 1930, *94.* 1—2; TM. XXXXI, H. 3/6.
Lötrohrapparat — Neukonstruktion. S. *G. Suida.*
Lumièresches Autochromverfahren, farbige Photographien von Mineralen und Präparaten im polarisierten Licht. S. *A. v. Loehr* (12).
Lumineszenz, ihre Bedeutung für Mineralogie und Bergbau. S. *H. Haberlandt* (7).
Lumineszenzanalyse an Karbonaten und Fluoriten mit organischen Beimengungen. S. *H. Haberlandt* (6).
Lumineszenz der Feldspate mit Seltenen Erden. S. *A. Köhler* (9).
Lumineszierende Mineralien. S. *A. Schiener* (3).

M

Magnesiakarbonate, Wasserhaltige. S. *H. Leitmeier* (1).
Magnesit. Gliederung in 4 Typen. S. *A. Himmelbauer* (24).
Magnesit und Dolomit, Über die Genese von. S. *M. Rozsa.*
Magnetit. **A.** B. 1915, *76.* 113—115; TM XXXIII, H. 5/6.
Malachit und Aurichalcit. **A.** B. 1912, *61.* 38—40; TM. XXXI, H. 1.
Mangandendriten, Körperliche, im Trachyt von Spitzberg bei Tepl, Böhmen. S. *F. Becke* (36).
Manganerze, oxydische, und Glaukokerinit. **A.** B. 1932, *96.* 78—79.
Manganerze, Oxydische, Vorkommen und Unterscheidung der selbständigen Mineralarten. S. *R. Koechlin* (36).
Manhartsberg im n.-ö. Waldviertel. Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme. S. *F. Reinhold* (5).
Mansfelder Kupferschiefer, Erzmikroskopische Untersuchungen. S. *W. Siegl* (2).
Marienbad (Böhmen), Gesteine und Minerale aus der Umgebung von. S. *F. Becke* (37).
Marienberg bei Aussig, Die Mineralien des. S. *J. E. Hibsch* (2).
Melaphyr von Hallstatt. S. *E. J. Zirkl.*
Melilith vom Podhorn bei Marienbad. S. *F. Berwerth* (17).
Melilith- und Skapolithgruppe. **A.** B. 1931, *95.* 16; TM. XXXXII, H. 1.
Mesolith (Untersuchung). S. *R. Görgey* (2).
Metallurgische Forschung (Neuere Ergebnisse). S. *H. v. Jüptner.*
Meteoreisen von Quesa. S. *F. Berwerth* (3).
Meteorit von Lanzenkirchen, chemische Zusammensetzung. S. *E. Dittler* (8).
Meteoriten, Oberflächenstudien an. S. *F. Berwerth* (16).
Meteoriten, Plagioklase der. S. *H. Michel* (2).
Meteoritensammlung im Naturhistorischen Hofmuseum und Verteilung der Meteoriten nach Ländern. S. *F. Berwerth* (5).
Meteoreisenpamor an javanischen Waffen. S. *F. Berwerth* (13).
Meteorstein von Lanzenkirchen, N.-Ö., Stellung im System der Meteoriten. S. *H. Michel* (11).

Mikroanalytische Methoden. Anwendung auf gesteinsbildende Minerale. S. *H. Hueber* (2).

Mimetesit, Kampylit, Hedyphan. **A.** S. *R. Koechlin* (37).

Mineralfarben, Einfluß der Radiumstrahlen. S. *C. Doelter* (4).

Minerale mit Seltenen Erden. **A.** aB. 1905, *23.* 16—17; TM. XXIV, H. 1.

Mineralogische Forschungsfahrten des Hofmathematikers *J. A. Nagel* in Niederdonau und Steiermark im Jahre 1747. S. *H. Salzer* (1).

Mineralogische Seltenheiten aus der Ostmark. S. *H. Meixner* (2).

Mineralsynthesen (Berylliumsilikate, Magnesiummetasilikat, Chromdiopsid). S. *C. Doelter* (11).

Mischkristalle, Synthesen neuartiger. S. *E. Dittler* (16).

Mitterberg (Salzburg), Minerale der Erzlagerstätte. **A.** B. 1932, *96.* 91—92; TM. XXXXIII, H. 1.

Mönichkirchen, Exkursion nach. (Wechselgneise und Grünschiefer am Möselberg, Steinbruch Murtalgraben — Klinozoisit, Sphen.) **E.** KB. 1916, *79.* III; TM. XXXIV, H. 3/4.

Molybdänit und Patronit. **A.** S. *R. Koechlin* (44).

Myrmekit, Untersuchungen an. S. *F. Becke* (23).

N

Nakhlit, eine neue Art eines kristallinisch körnigen Meteorsteines. S. *F. Berwerth* (21).

Natronkalisimonyit von Kalusz. S. *R. Koechlin* (2).

Nephrit und Jadeit (Vorkommen, Kulturgeschichte, Zusammensetzung). S. *F. Berwerth* (8).

Neue Erwerbungen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums. B. 1909, *43.* 2; TM. XXVIII, H. 1/2.

Neue Minerale (Beschreibung, zum Teil auch Materialvorlage). S. *R. Koechlin* (4, 6, 7, 8, 12, 14, 16, 18, 21, 22, 24, 29).

Neuerwerbungen der mineralogisch-petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien. **A.** I. Teil, B. 1930, *93.* 29—30; TM. XXXX, H. 5/6. II. Teil, B. 1930, *93.* 31—32; TM. XXXX, H. 5/6.

Neuerwerbungen der mineralogisch-petrographischen Abteilung des Naturhistorischen Museums. **A.** KB. 1931, *95.* 7; TM. XXXXII, H. 1.

Niedere Tauern, Petrographische Probleme. S. *H. Wieseneder* (3).

Niederdonau (= Niederösterreich), Mineralogisches aus. S. *H. Haberlandt* (4).

Niederösterreich, Neue Mineralfunde aus. **A.** S. *Koechlin* (49), *Michel* (6), *Hlawatsch* (12), *Himmelbauer* (13), *Marchet* (6).

Niederösterreich, Neue Mineralvorkommen aus, und dem Burgenlande. S. *A. Himmelbauer* (21).

Niederösterreichische Minerale. **A.** S. *A. Sigmund* (1).

Niederösterreichische Minerale aus der „Sammlung Dr. Friedrich Freiherr von Distler". **A.** B. 1933, *98.* 93—94; TM. XXXXV, H. 1.

Niederösterreichische Mineralvorkommen. S. *H. Haberlandt* (3).

Nordische Geschiebe von Ostpreußen und Lithauen. S. *H. Graber* (3).

O

Oberschützen im Burgenland, Analyse des neuen Säuerlings. S. *E. Dittler* (15).

Österreichische Mineraliensammler vergangener Jahrhunderte. S. *L. Burghardt.*

Oligoklas von Tvedestrand, Lage der Hämatitschuppen im. S. *H. Tertsch* (1).

Olivingruppe. **A.** B. 1911, *52.* 82—83; TM. XXIX, H. 6.

Opal. **A.** aB. 1901, *4.* 23—25; TM. XXI, H. 1.

Opal von Siwas, Kleinasien. S. *A. v. Loehr* (13).

Opal-Tigerauge aus Tasmanien (?). S. *A. Löhr* (3).

Organismen, geochemische Rolle. S. *W. Berger.*

Orientierte Verwachsungen. S. *A. Himmelbauer* (30).

Orientierte Verwachsungen im Mineralreiche. S. *A. Himmelbauer* (28).
Orthoklas aus dem Quarzporphyr von Val Floriana (Einfluß der Zwillingsbildung auf die Kristallform). S. *F. Becke* (11).
Otavibergland, Deutsch-Südwestafrika, Erzlagerstätten. S. *H. Salzer* (2).

P

Pargasit von Grenville (Kanada) und von Pargas (Finnland). S. *St. Kreutz* (2).
Patscherkofl bei Innsbruck, Gesteine. S. *Th. Ohnesorge* (4).
Pauliberg im Burgenland, Lehrausflug auf den. E. KB. 1936, *101*. 294—295; TM. XXXXVIII, H. 3/4.
Persenbeug, N.-Ö., Exkursion ins Kristallin der Umgebung. E. S. *A. Köhler* (6).
Phenakit. **A.** B. 1909, *46*. 41—42.
Phenakit — Euklas — Bertrandit. **A.** B. 1905, *25*. 46—48; TM. XXIV, H. 4.
Phosgenit, Thinolith, Northupit. **A.** S. *R. Koechlin* (40).
Phosphate, Technische. **A.** KB. 1926, *87*. 9; TM. XXXVII, H. 3/6.
Phosphatminerale, Neue Funde in Österreich. S. *J. Schadler* (1).
Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. S. *J. Schadler* (2).
Pinolitmagnesite (Siderite und Ankerite) der Ostalpen, Genesis. S. *K. Redlich* (2).
Pinzgau, Neuere Mineralfunde aus dem oberen. S. *H. Leitmeier* (21).
Pisanit von Lading bei Wolfsberg, Kärnten. S. *H. Leitmeier* (5).
Pisolithe. **A.** KB. 1923, *84*. 46; TM. XXXVI, H. 5/6.
Plagioklas (Albit — Periklin). **A.** B. 1910, *49*. 33—35; TM. XXIX, H. 3.
Plagioklase der Meteoriten. S. *H. Michel* (2).
Platinführende Gesteine von Transvaal. **A.** Erläutert von *A. Köhler* (4).
Pleochroitische Höfe. S. *L. Goebel*.
Plumbocalcit und Tarnowitzit von Tsumeb. S. *W. Siegl* (1).
Podhorn bei Marienbad, Mineralvorkommen. S. *F. Berwerth* (17) und *A. Himmelbauer* (5).
Predazzo, Südtirol, Petrographische Untersuchungen. S. *H. Leitmeier* (19).
Prehnit. **A.** S. *R. Koechlin* (47).
Prehnit von Guanajuato (Mexiko), krist. Untersuchung. S. *C. Hlawatsch* (3).
Prehnit aus dem Taffatale bei Horn, N.-Ö. S. *A. Himmelbauer* (7).
Pseudomorphosen. **A.** B. 1911, *55*. 24—25; TM. XXX, H. 1/2.
Pumpellyit aus Steiermark und Finnisch Lappland. S. *L. Waldmann* (3).
Pyrargyrit und Proustit. **A.** aB. 1902, *6*. 40—42; TM. XXI, H. 3.
Pyrit von Rudobanya. S. *R. Koechlin* (13).
Pyritstruktur, Bedeutung der Braggschen. S. *H. Tertsch* (15).
Pyromorphit. **A.** B. 1917, *80*. 64—66; TM. XXXIV, H. 5/6.
Pyropenvorkommen im Böhmischen Mittelgebirge. S. *J. E. Hibsch* (5).

Q

Quarz mit fremden Einschlüssen. **A.** S. *G. Tschermak* (6).
Quarzzwillinge nach ($11\bar{2}2$) von Dognacska. S. *R. Koechlin* (6).

R

Radhausberg (Rathausberg) bei Gastein. Mineralien. **A.** B. 1903, *14*. 43; TM. XXII, H. 5.
Radioaktive Mineralien. S. *A. Schiener* (2).
Radioaktivität des Zirkons. S. *C. Doelter* (7).
Radiobaryt von Karlsbad. S. *J. Knett* (2).
Radiumstrahlen, Einfluß auf die Mineralfarben. S. *C. Doelter* (4).
Radiumstrahlen, Verfärbung und Lumineszenzerscheinungen durch. S. *K. Przibram* (2).
Reichenbach, Karl Ludwig Freiherr von, Lebensbild. S. *F. Berwerth* (24).
Rekristallisation, räumlich zeitliche Messung usw. S. *K. Przibram* (4).
Reyerit (Physiographie usw.). S. *F. Cornu* (10).
Riebeckitgranit (Forellenstein) von Gloggnitz, N.-Ö., Erzvorkommen im. S. *A. Sigmund* (4).

Ringsteine und Dosen aus dem Naturhistorischen Museum in Wien. S. *H. Michel* (18).
Röhrenbach bei Horn, Besichtigung des Graphitwerkes. **E.** KB. 1926, *87.* 12; TM. XXXVII, H. 3/6.
Röntgenographische Strukturuntersuchung und ihre Bedeutung für die Silikattechnik. S. *F. Raaz* (3).
Rosenburg (Kamptal, N.-Ö.), Ausflug nach. (Amphibolite, Schiefergneise, aplitische und pegmatitische Intrusionen.) **E.** KB. 1906, *30.* 29; TM. XXV, H. 5.
Rubine, künstliche. *S. A. v. Loehr* (10).
Rubine, künstliche, ferner Vesuvmineralien. **A.** 1906, *32.* 52; TM. XXV, H. 6.
Rutil, Anatas, Brookit. **A.** B. 1905, *27.* 66—68; TM. XXV, H. 1/3.

S

Salzburger Alpen, neuere Mineralfunde. S. *A. Schiener* (5).
Salzlagerstätten, alpine, Auftreten typischer Minerale. S. *R. Görgey* (3).
Salzlagerstätten, Minerale der österreichischen. **A.** B. 1907, *33.* 6—8; TM. XXVI, H. 1/2.
Sapphir, synthetisch, nach dem Verfahren von Verneuil in Paris. S. *A. v. Loehr* (15).
Sapphiringestein von Val Codera, Chemismus. S. *E. Dittler* (10).
Sapphirinvorkommen von Alpe Brasciadega, Val Codera. S. *H. P. Cornelius* (1).
Scheelit — Wolframit. **A.** B. 1906, *30.* 27—28; TM. XXV, H. 5.
Schellgaden (Goldbergwerk) im obersten Murtale (Salzburg). S. *F. Neugebauer* (1).
Schlacken (physikalisch-chemische Untersuchungen). S. *H. v. Jüptner.*
Schladming, Mineralvorkommen aus der Umgebung von. **A.** B. 1933, *98.* 79—81; TM. XXXXV, H. 1.
Schladminger Tauern, Erz- und Mineralführung. S. *O. Friedrich.*
Schlaggenwald (Minerale der Zinnerzlagerstätte und Kontaktminerale). S. *F. Cornu* (7).
Schleifhärtenversuche, Neue. S. *H. Tertsch* (19).
Schneebergit (Unterscheidung von Granat). S. *R. Koechlin* (1).
Schwefel, Selen, Tellur. **A.** B. 1907, *36.* 49—50; TM. XXVI, H. 6.
Schwerminerale in Sanden des Kampflusses, N.-Ö. S. *G. Woletz.*
Sedimentuntersuchung, Wege und Ziele der mineralogischen. S. *H. Wieseneder* (4).
Serpentinlagerstätten von Laderding und Ingelsberg bei Hofgastein, Mineralien. AB. 1903, *14.* 43—44; TM. XXII, H. 5.
Siebenbürgisches Erzgebirge, Neue Mineralfunde aus den Erzlagerstätten des. **A.** B. 1932, *96.* 82—84; TM. XXXXIII, H. 1.
Silber. **A.** aB. 1902, *9.* 64—65; TM. XXII, H. 1.
Silberkiesgruppe (Sternbergit, Argentopyrit, Argyropyrit, Frieseit, Argyrodit, Canfieldit). **A.** B. 1914, *70.* 2; TM. XXXIII, H. 1/2.
Silikate, Anfärben mit Teerfarbstoffen. S. *W. Suida.*
Silikate. Bestimmung der Schmelzpunkte. S. *H. Leitmeier* (2).
Silikatschmelzen (Anwendung der Theorie auf die Gesteine). S. *C. Doelter* (1).
Silikatschmelzen, Viskosität. S. *C. Doelter* (10).
Silikatschmelzen, Wärmeabsorption in. S. *E. Dittler* (2).
Silikose (aus dem Grenzgebiete Mineralogie-Medizin). S. *A. Himmelbauer* (29).
Sillimanit — Pseudomorphosen nach Andalusit aus dem niederösterreichischen Waldviertel. S. *F. Reinhold* (2).
Skiodromen — Modelle. S. *F. Becke* (18).
Skolezit aus dem Floitental (Tirol). S. *R. Koechlin* (26).
Skolezit aus dem Habachtal in Salzburg. *F. Focke* (1).
Skolezit (neues Vorkommen in Salzburg). S. *F. Focke* (1).
Skolezit aus dem Tauerntunnel. S. *F. Becke* (24).
Smaragdvorkommen im Habachtal, Salzburg. S. *H. Leitmeier* (10).

Sodalithgruppe, Minerale der. **A.** B. 1909, *43.* 7—8; TM. XXVIII, H. 1/2.
Spaltbarkeit. Verbreitung unter den Mineralen, Messungsversuche. S. *H. Tertsch* (17).
Spaltungsvorgang, Folgerungen aus den Spaltversuchen am Steinsalz. S. *H. Tertsch* (18).
Spessartitgang bei Engabrunn, N.-Ö. S. *M. Sedlacek* (2).
Spezifisches Gewicht von Edelsteinen — neuer Apparat zur Bestimmung. S. *A. v. Löhr* (2).
Spezifisches Gewicht der Tiefengesteine. S. *F. Becke* (30).
Spinell — Chrysoberyll. **A.** B. 1904, *18.* 36—37; TM. XXIII, H. 2.
Staurolith. **A.** B. 1917, *80.* 70—71; TM. XXXIV, H. 5/6.
Stein der Weisen. Idee und Geschichte. S. *F. Strunz.*
Steinsalz, die verschiedenen Arten seines Vorkommens. S. *R. Görgey* (6).
Steinsalz, Blaues, Frage nach dem Färbemittel. S. *C. Doelter* (6), ferner *E. Burkart.*
Steinsalz, Zur Frage des blauen. Einfluß des Druckes auf die Verfärbung durch Becquerelstrahlen. S. *K. Przibram* (3).
Steinsalz, Blaues. Ursachen der Färbung. S. *C. Doelter* (9).
Steinsalz, Blaues. Färbung durch Bestrahlung. S. *K. Przibram* (7).
Steinsalz von Wieliczka (Galizien) mit starker Verzerrung der Würfelform. S. *F. Becke* (19).
Steinschätze der Ostmark im Rahmen des Deutschen Reiches. S. *A. Kieslinger* (4).
Stichtit von Dundas in Tasmanien. S. *A. Himmelbauer* (6).
Strengit von Kiirunavaara (Schweden). S. *R. Koechlin* (25) und (28).
Strukturtheorie und Röntgenforschung. S. *F. Raaz* (4).
Stubachtal, Minerale aus dem. **A.** S. *C. Hlawatsch* (15).
Stütz, Andreas Xaver (Lebensbild, zu seinem 100. Todestage). S. *F. Berwerth* (9).
Synthesen, Neue, in der Feldspatgruppe. S. *H. Lesch.*

T

Talk, Vorkommen und technische Verwendung. S. *A. Himmelbauer* (27).
Tarnowitzit und Plumbocalcit von Tsumeb (Südwestafrika). S. *W. Siegl* (1).
Tauerngold, Vorkommen auf primärer und sekundärer Lagerstätte. S. *A. Schiener* (4).
Tellur und Selenverbindungen. **A.** B. 1909, *43.* 3—5; TM. XXVIII, H. 1/2.
Tellur, gediegen, von Ruda im Siebenbürgischen Erzgebirge. S. *F. Berwerth* (31).
Thenardit als Absatz aus Kesselwasser. S. *C. Hlawatsch* (6).
Thermitverfahren zur Erzeugung hoher Temperaturen. S. *J. Klaudy.*
Thermolumineszenz. S. *H. Steinmetz.*
Tigererz vom Schwarzenberg bei Türnitz, N.-Ö. S. *A. Sigmund* (3).
Titanit. **A.** aB. 1904, *17.* 16—18; TM. XXIII, H. 2.
Tonwürfelsalz. Art des Vorkommens. S. *R. Görgey* (6).
Topas. **A.** B. 1904, *19.* 42—43; TM. XXIII, H. 3.
Topas. S. *A. Himmelbauer* (18). **A.** B. 1928, *90.* 3—5.
Topasgesteine von Joachimstal und Mariaschein im böhmischen Erzgebirge. S. *F. Berwerth* (29).
Totenköpfe im Stubachtal, Salzburg, chemische Untersuchungen an Mineralen. S. *E. Dittler* (13).
Totenköpfe im Stubachtal, Salzburg. Neues Apatit- und Magnetitvorkommen. S. *C. Hlawatsch* (15).
Totenköpfe im Stubachtal, Salzburg, Mineralvorkommen. S. *A. Schiener* (5).
Trachtproblem bei Kristallen, Entwicklung. S. *F. Raaz* (5).
Trachydolerite. Umfang und Begriff dieser Gesteinsfamilie. S. *J. E. Hibsch* (3).
Transvaal (Südafrika), Gesteine aus den Eruptivgebieten. S. *W. Hammer.*
Tropfsalz. Art des Vorkommens. S. *R. Görgey* (6).
Tsumeb, Minerale von. **A.** B. 1933, *98.* 85; TM. XXXXV, H. 1.

Tsumeb, seltene Zwillingsbildung am Cerussit. S. *K. Bauer*.
Tuffe, vulkanische, in den Braunkohlen vom Seegraben bei Leoben. S. *A. Marchet* (9).
Turmalin. S. *Tschermak* (2). **A.** B. 1901, *3.* 13—14; TM. XXI, H. 1.
Neue Funde. **A.** B. 1909, *47.* 46—48; TM. XXVIII, H. 6.

U

Ultraviolettes Licht, Verhalten der Edelsteine und Perlen in demselben. S. *A. v. Loehr* (18).
Ungarisches Becken, basaltische Gesteine und ihre Zeolithmineralien. S. *B. Mauritz* (2).
Uran- und Thorminerale. **A.** B. 1924, *85.* 49; TM. XXXVI, H. 5/6.
Uranminerale, Fluoreszenz. S. *H. Meixner* (3).
Uranpecherz von Gilpin Cty, Colorado. S. *F. Becke* (24).

V

Vanadinit, Endlichit. **A.** S. *R. Koechlin* (42).
Vanadinit vom Gsenger bei Annaberg, N.-Ö. S. *A. Sigmund* (3).
Veitsch (Steiermark), Exkursion nach. Magnesitbergbau und alter Kupferbergbau auf dem Sattlerkogel. **E.** B. 1906, *30.* 30; TM. XXV, H. 5.
Veitsch (Führung durch das Kristallin durch *H. P. Cornelius* und Besichtigung des Magnesit-Tagbaues am Sattlerkogel). **E.** B. 1932, *96.* 69—70; TM. XXXXIII, H. 1.
Venedigergebiet, Mineralien aus dem südlichen. S. *H. Leitmeier* (20).
Venedigergebiet (Salzburg). Petrographisch-geologische Bemerkungen. S. *L. Kölbl* (3).
Vesuvian. **A.** B. 1906, *31.* 42—44; TM. XXV, H. 5.
Vulkanische Bomben. S. *F. Berwerth* (7).

W

Wachstumserscheinungen an Kristallen. **A.** S. *F. Becke* (50).
Wad aus der Umgebung von Fischau am Steinfeld. S. *A. Sigmund* (3).
Wärmebehandlung, Änderung der Farbe und Entwicklung des Gefüges durch. S. *E. Beutel* und *A. Kutzelnigg*.
Waldviertel, niederösterreichisches, neue Vorkommen von Alkaligesteinen. S. *L. Waldmann* (4).
Wasserhältige Ca-Mg-Phosphate und Arsenate. **A.** B. 1930, *93.* 35—36; TM. XXXX, H. 5/6.
Weißenkirchen und Spitz, Exkursion nach. Injizierte Schiefergneise am Seyberer Berg, Amphibolit (Buschandlwand), Eisenerzgruben am Arzberg, Augitgneis von Spitz. **E.** B. 1911, *57.* 31—33; TM. XXX, H. 3/4.
Witherit, Alstonit, Strontianit, Emmonit und Barytocalcit. **A.** B. 1916, *78.* 21—22; TM. XXXIV, H. 1/2.
Wolfsbergit von Schwaz (Tirol). S. *C. Hlawatsch* (8).
Wüste, Mineralogisches aus der arabischen und lybischen. S. *H. Tertsch* (7).
Wulfenit aus Nordtirol und Kärnten. S. *E. Schroll*.

Z

Zementerhärtung, Kolloidreaktionen der. S. *L. Jesser* (4).
Zeolithvorkommen des böhmischen Mittelgebirges (Gismondin, Stilbit, Phillipsit, Comptonit, Natrolith). S. *F. Cornu* (2).
Zeolithvorkommen, Neues, im böhmischen Mittelgebirge. S. *H. Michel* (1).
Zeolithe aus Böhmen. **A.** KB. 1903, *12.* 28; TM. XXII, H. 3/4.
Zeolithe, Fundorte von Seisser Zeolithen. S. *V. Loehr* (7).
Zeolithe aus Tirol. **A.** B. 1905, *25.* 40—41; TM. XXIV, H. 4.
Zeophyllit (Physiographie usw.). S. *F. Cornu* (10).
Zeophyllit von Radzein im böhmischen Mittelgebirge. S. *F. Cornu* (5).
Zillertal. Materialvorlage neuer Mineralvorkommen. S. *F. Becke* (15).
Zillingsdorf, Exkursion nach. Lignite der Congerienstufe des Obermiocän. **E.** B. 1911, *57.* 33; TM. XXX, H. 3/4.
Zinkblende. **A.** B. 1912, *59.* 7; TM. XXXI, H. 1.

Zinkblendekristalle (flächenreich) aus Porphyr im Sarntal. S. *A. v. Loehr* (12).
Zinkit — Periklas. **A.** S. *R. Koechlin* (46).
Zinn- und Wolfram-Vorkommen von Nord-Queensland. S. *F. E. Clotten.*
Zinnober und Metacinnabarit. **A.** B. 1915, *73.* 38—39; TM. XXXIII, H. 5/6.
Zinnstein. **A.** aB. 1906, *28.* 19—20; TM. XXV, H. 1/3.
Zinnstein, Kristalltracht des. S. *H. Tertsch* (4).
Zirkon. **A.** B. 1905, *26.* 59—60; TM. XXV, H. 1/2.
Zirkon (mit verschiedener Dichte). S. *R. Koechlin* (3).
Zirkon, Blauer, von Siam. S. *H. Michel* (9).
Zwillinge von Kalkspat (Ausbildung der Kristallform). S. *St. Kreutz* (1).
Zwillinge trikliner Feldspate, Ausbildung. S. *F. Becke* (28).
Zwillingsbildung, Seltene, am Cerussit von Tsumeb. S. *K. Bauer.*

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien, I., Mölkerbastei 5. — Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Felix Machatschki, Mineralogisches Institut der Universität, Wien, I., Universität. — Druck: Friedrich Jasper, Wien, III., Tongasse 12.

DATE DUE

DEMCO 38-297

3 8198 303 007 452
THE UNIVERSITY OF ILLINOIS AT CHICAGO